



Evolution oligo-miocène de l'Altiplano occidental (arc et avant arc du nord du Chili, Arica) : tectonique , volcanisme, sédimentation, géomorphologie et bilan érosion-sédimentation.

Marcelo Garcia

► To cite this version:

Marcelo Garcia. Evolution oligo-miocène de l'Altiplano occidental (arc et avant arc du nord du Chili, Arica) : tectonique , volcanisme, sédimentation, géomorphologie et bilan érosion-sédimentation.. Géologie appliquée. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2001. Français. NNT : . tel-00546057

HAL Id: tel-00546057

<https://theses.hal.science/tel-00546057>

Submitted on 13 Dec 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

GÉOLOGIE ALPINE

ÉDITÉ PAR LE LABORATOIRE DE GÉOLOGIE
DE L'UNIVERSITÉ I DE GRENOBLE
(Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines)

MÉMOIRE H. S. N° 40

ÉVOLUTION OLIGO-MIOCÈNE DE L'ALTIPLANO OCCIDENTAL

(ARC ET AVANT-ARC DU NORD DU CHILI, ARICA) :

TECTONIQUE, VOLCANISME, SÉDIMENTATION, GÉOMORPHOLOGIE

ET BILAN ÉROSION-SÉDIMENTATION

Marcelo García

GÉOLOGIE ALPINE

ÉDITÉ PAR LE LABORATOIRE DE GÉODYNAMIQUE DES CHAÎNES ALPINES
DE L'UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER DE GRENOBLE

MÉMOIRE H. S. N° 40

**ÉVOLUTION OLIGO-NÉOGÈNE DE L' ALTIPLANO OCCIDENTAL
(ARC ET AVANT-ARC DU NORD DU CHILI, ARICA)
TECTONIQUE, VOLCANISME, SÉDIMENTATION, GÉOMORPHOLOGIE
ET BILAN ÉROSION-SÉDIMENTATION**

Marcelo García



2002

Couverture. Le volcan Parínacota (6.350 m), volcan andésitique holocène encore actif, et à son pied le Lac Chungará, à une altitude de 4.500 m.

Photo : M. García

EVOLUTION OLIGO-NÉOGÈNE DE L'ALTIPLANO OCCIDENTAL
(ARC ET AVANT-ARC DU NORD DU CHILI, ARICA).
TECTONIQUE, VOLCANISME, SÉDIMENTATION, GÉOMORPHOLOGIE
ET BILAN ÉROSION-SÉDIMENTATION

par Marcelo GARCIA *

RÉSUMÉ. – L'évolution géodynamique oligo-néogène de l'Altiplano au niveau du "Coude d'Arica", est caractérisée par déformation compressive et volcanisme importants. Dans la partie orientale de la chaîne (Bolivie), le raccourcissement est bien documentée (190-280 km), et il explique une croûte très épaisse (65 km). Dans la partie occidentale (Nord du Chili), cependant, l'histoire géologique n'est pas bien connue et est en partie controversée. L'étude de la région d'Arica, sur trois transects régionaux (au 1:50.000), permet de proposer un model représentatif d'évolution géodynamique pour l'Altiplano occidental.

L'Oligocène (~35-26 Ma) est caractérisé par une sédimentation fluviale, enregistrée dans la partie la plus profonde de la Dépression Centrale. Les dépôts, atteignant 500 m d'épaisseur, recouvrent en discordance angulaire une surface d'érosion régionale peu accidentée. Ils sont polygéniques et proviennent de l'Est, de l'érosion d'une proto-Cordillère Occidentale. Ils sont affectés par des chevauchements subverticaux à vergence Ouest.

L'Oligocène terminal-Miocène précoce (26-19 Ma) est une période intensive de volcanisme effusif et explosif. A l'Est (Cordillère Occidentale), l'arc volcanique est représenté par au maximum de 2.500 m d'andésites, dacites et ignimbrites rhyolitiques, intercalées de niveaux alluviales et lacustres. Cet arc, très actif, a été associé à la formation des caldeiras d'effondrement. A l'Ouest (Précordillère et Dépression Centrale), les dépôts d'avant-arc sont représentés par jusqu'à 1.000 m d'ignimbrites rhyolitiques (extra-caldeira), avec intercalations fluviales et lacustres. Dans la Cordillère de la Côte, une sédimentation alluviale oligo-miocène est enregistrée dans des bassins restreints (<200 m d'épaisseur). Au cours de ce cycle, on ne note pas d'indices d'une activité tectonique importante, sauf un plissement faible dans la Cordillère Occidentale.

Le Néogène (~18-0 Ma) est caractérisé par un volcanisme andésito-dacitique, principalement effusif, développé dans la Cordillère Occidentale avec un volume modeste par rapport à la période antérieure. Ce volcanisme est accompagné d'une tectonique compressive importante associée à sédimentation fluviale syntectonique relativement restreinte. La déformation est représentée par un système de plis et de chevauchements à vergence Ouest impliquant le socle, dont le raccourcissement minimum est estimé à 7 km. Cette déformation s'est développé surtout dans la partie ouest de la Cordillère Occidentale, entre 18 et 5 Ma avec des réactivations mineures pendant le Plio-Quaternaire. Ceci implique une vitesse de raccourcissement horizontal, pendant le Néogène, de l'ordre de 0,54 km/Ma.

Au niveau de la Dépression Centrale, pendant le Miocène, une sédimentation fluviale et lacustre est représentée par au maximum de 350 m de dépôts volcanogéniques provenant de l'Est. Vers 12 Ma, la sédimentation fluviale s'est arrêté et une surface de pédimentation régionale s'est mis en place. Postérieurement l'avant-arc a été affectée par une forte incision (atteignant 1.000 m) concentrée sur un petit nombre de vallées. L'événement coïncide avec un important changement climatique qui a induit la désertification d'Atacama, accompagné d'une baisse eustatique (au maximum de 200 m). Pendant le Miocène supérieur-Quaternaire, cependant, la forte incision n'est pas expliquée seulement par effets exogènes. Un soulèvement majeur (~800 m) de l'avant-arc s'est donc produit. Le soulèvement et l'abrasion marine ont généré un abrupt côtier, tandis que dans les vallées incisées se sont déclenché d'importants glissements de terrain. La déformation contemporaine de l'avant-arc est localisée au niveau de failles et de plis-flexures larges, associés à la propagation aveugle de chevauchements subverticaux avec des déplacements verticaux importants (jusqu'à 850 m) et des raccourcissements négligeables (jusqu'à 100 m). Le soulèvement de la Précordillère s'est produit entre 12 et 10 Ma, et il a été suivi d'un mega-glissement gravitaire.

Les roches volcaniques oligo-néogènes d'Arica sont calco-alkalines fortement potassique, et leur composition varie peu au cours du temps. Cependant, on note un enrichissement croissant en éléments lithophiles, une participation de plus en plus importante du grenat comme phase résiduelle dans la croûte inférieure, et une diminution relative du taux de fusion partiel dans la source mantélique. Par ailleurs, l'évolution structurale et le bilan érosion-sédimentation montrent que la Cordillère Occidentale d'Arica a été soulevée et soumise à l'érosion depuis l'Eocène. Au cours de la période considérée (Oligo-Néogène), l'épaississement crustal de l'Altiplano occidental a donc été relativement lent par rapport à l'Altiplano oriental et non seulement liée à des processus tectoniques.

MOTS CLÉS. – Andes, Nord Chili, Arica, Arc, Avant-arc, Tertiaire, tectonique, volcanisme, sédimentation, géomorphologie, bilan érosion-sédimentation, Evolution géodynamique.

* Ingénieur SERNAGEOMIN, Santiago, Chili.

Thèse préparée au Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (UJF Grenoble), soutenue le 30 novembre 2001 pour l'obtention du grade de Docteur de l'Université de Grenoble devant la commission d'examen :

Marc TARDY, Pr Université de Savoie Chambéry, Président,
Gérard HERAIL, Dr IRD, Université de Toulouse, Directeur,
Georges MASCLE, Pr UJF Grenoble, Directeur,
Olivier BELLIER, Pr Université d'Aix-Marseille 3, Rapporteur,
Reynaldo CHARRIER, Pr Université du Chili, Santiago, Rapporteur,
Alain DEMANT, MC Université d'Aix-Marseille 3, Examinateur.

OLIGOCENE TO NEOGENE EVOLUTION OF THE WESTERN ALTIPLANO

(ARC ANDFORE-ARC OF NORTH CHILE, ARICA).

TECTONICS, VOLCANISM, SEDIMENTATION, GEOMORPHOLOGY

AND EROSION-SEDIMENTATION BALANCE

ABSTRACT.— The oligo-neogene geodynamic evolution of Altiplano, at the latitude of “Codo de Arica”, is characterised by an important compressive deformation and volcanism. In the eastern part of the chain (Bolivia), the shortening is well documented (190-280 km), and it explains a very thick crust (65 km). However, in the western part, the geological history is not well known and in part controversial. The study of the Arica region, on three regional transects (to scale 1:50.000), permit to propose a representative model for the geodynamic evolution of the western Altiplano.

The Oligocene (~35-26 Ma) is characterised by fluvial sedimentation, recorded in the deeper part of the Central Depression. The deposits, up to 500 m thickness, cover a topographically smooth regional unconformity. They are polymictic and provene from the East, from the erosion of a proto-Cordillera Occidental. They are cut by subvertical west-vergent faults.

The Late Oligocene-Early Miocene (26-19 Ma) is a period of intense effusive and explosive volcanism. To the East (Cordillera Occidental), the volcanic arc is represented by a maximum of 2.500 m of andesites, dacites and rhyolitic ignimbrites, with alluvial and lacustrine intercalations. This arc, very active, was associated to formation of collapse calderas. To the West (Precordillera and Central Depression), the fore-arc deposits are represented by up to 1.000 m of rhyolitic ignimbrites (extra-caldera), with fluvial and lacustrine intercalations. In the Coastal Cordillera, oligo-miocene alluvial sedimentation is recorded in restricted basins (<200 m thickness). Throughout this cycle, no evidence has been found for important tectonic compressive activity, except in a gentle folding in the Cordillera Occidental.

The Neogene (~18-0 Ma) is characterised by an andesite-dacitic volcanism, mainly effusive, developed in the Cordillera Occidental with a modest volume respect to the previous period. This volcanism was coeval of restricted fluvial syntectonic sedimentation. The deformation is represented by a west-vergent thrusts and folds system, involving the basement, and with a minimum shortening estimate to be 7 km. This deformation developed essentially in the west part of the Cordillera Occidental, between 18 and 5 Ma with Plio-Quaternary little reactivations. This implies a velocity of horizontal shortening, during Neogene, close to 0,54 km/Ma.

In the Central Depression, during Miocene, fluvial and lacustrine sedimentation is represented by a maximum of 350 m of volcanoclastic deposits, which provene from the East. Close 12 Ma, the fluvial sedimentation ceased and a regional pedimentation surface developed. After it, the fore-arc was affected by strong incision (down to 1.000 m) concentrated in a few valleys. The event would be associated to a regional climatic change, which have induced the desiccation of Atacama, coeval with an eustatic descent (maximum of 200 m). During Late Miocene-Quaternary, however, the incision is not only explained by exogene phenomena. Therefore, a major uplift (~800 m) of the fore-arc is inferred. The uplift and marine abrasion have generated an abrupt coastal cliff, and in the incised valleys produced important ground-mass collapses. The coeval deformation of the fore-arc is located at the fault and gentle flexure-folds associated to the blind propagation of the subvertical faults, which induce important vertical displacement (up to 850 m) and negligible shortening (up to 100 m). The uplift of the Precordillera produced between 12 and 10 Ma, and it has been followed by a giant gravitational collapse.

The Oligo-Neogene volcanic rocks of Arica are high-potassium calc-alkaline, and its composition do not vary significantly with time. However, we note an increasing enrichment of lithophile elements, a more important participation of garnet as residual phase in the lower crust, and a relative decreasing of the partial fusion rate in the mantle source. On the other hand, the structural evolution and the erosion-sedimentation balance show that the Cordillera Occidental of Arica region has been uplifted and exposed to erosion since Eocene. In the considered period (Oligo-Neogene), the crustal thickening of the western Altiplano was slow respect to the eastern Altiplano and not only associated to the tectonic process.

KEY WORDS.—Andes, Northern Chile, Arica, Arc, Fore-arc, Tertiary, Tectonics, Volcanism, Sedimentation, Geomorphology, Erosion-Sedimentation Balance, Geodynamic Evolution.

EVOLUCION OLIGO-NEOGENE DEL ALTIPLANO OCCIDENTAL
(ARCO Y ANTE-ARCO DEL NORTE DE CHILE, ARICA).
TECTONICA, VOLCANISMO, SEDIMENTACION, GEOMORFOLOGIA
Y BALANCE EROSION-SEDIMENTACION

RESUMEN.— La evolución geodinámica oligo-neógena del Altiplano, a la latitud del “Codo de Arica”, está caracterizada por importante deformación compresiva y volcanismo. En la parte oriental de la cadena (Bolivia), el acortamiento está bien documentado (190-280 km) y explica una corteza muy espesa (65 km). Sin embargo, en la parte occidental (Norte de Chile), la historia geológica no es bien conocida y en parte controvertida. El estudio del área de Arica en tres transectas regionales (a escala 1:50.000), permite proponer un modelo representativo de evolución geodinámica para el Altiplano occidental.

El Oligoceno (~35-26 Ma) está caracterizado por sedimentación fluvial, registrada en la parte más profunda de la Depresión Central. Los depósitos, de hasta 500 m de espesor, cubren en discordancia angular una superficie de erosión regional poco accidentada. Ellos son polimícticos y provienen desde el Este, de la erosión de una proto-Cordillera Occidental. Están afectados por cabalgamientos subverticales de vergencia Oeste.

El Oligoceno tardío-Mioceno temprano (26-19 Ma) es un período de intenso volcanismo efusivo y explosivo. Al Este (Cordillera Occidental), el arco volcánico está representado por un máximo de 2.500 m de andesitas, dacitas e ignimbritas riolíticas, con intercalaciones de viveles aluviales y lacustres. Este arco, muy activo, estuvo asociado a la formación de calderas de colapso. Al Oeste (Precordillera y Depresión Central), los depósitos de ante-arco están representados por hasta 1.000 m de ignimbritas riolíticas, (extra-caldera), con intercalaciones fluviales y lacustres. En la Cordillera de la Costa, sedimentación aluvial oligo-miocena está registrada en cuencas restringidas (<200 m de espesor). Durante este ciclo, no hay indicios de actividad tectónica importante, salvo un plegamiento suave en la Cordillera Occidental.

El Neógeno (~18-0 Ma) está caracterizado por un volcanismo andesítico-dacítico, principalmente efusivo, desarrollado en la Cordillera Occidental con un volumen moderado respecto del período anterior. Este volcanismo estuvo acompañado de sedimentación fluvial sintectónica relativamente restringida. La deformación está representada por un sistema de pliegues y cabalgamientos, de vergencia Oeste, que involucran al basamento, cuyo acortamiento mínimo se estima en 7 km. Esta deformación se desarrolló esencialmente en la parte oeste de la Cordillera Occidental, entre 18 y 5 Ma, con reactivaciones menores durante el Plio-Cuaternario. Esto implica una velocidad de acortamiento horizontal, durante el Neógeno, del orden de 0,54 km/Ma.

En la Depresión Central, durante el Mioceno, sedimentación fluvial y lacustre está representada por un máximo de 350 m de depósitos volcano-detriticos provenientes desde el Este. Cerca de 12 Ma, la sedimentación fluvial cesó y se desarrolló una superficie de pedimentación regional. Posteriormente el ante-arco fue afectado por una fuerte incisión (de hasta 1.000 m) concentrada en pocos valles. El evento se correlacionaría con un cambio climático regional responsable de la desertificación de Atacama, acompañado de un descenso eustático (de un máximo de 200 m). Durante el Mioceno Superior-Cuaternario, sin embargo, la incisión no se explica solamente por fenómenos exógenos. Por lo tanto, se infiere un alzamiento mayor (~800 m) del ante-arco. El alzamiento y la abrasión marina generaron un abrupto escarpe costero, mientras que en los valles disectados se produjeron importantes remociones en masa. La deformación contemporánea del ante-arco está localizada en fallas y pliegues-flexuras suaves, asociados a la propagación ciega de cabalgamientos subverticales, con desplazamientos vertical importantes (de hasta 850 m) y acortamientos despreciables (de hasta 100 m). El alzamiento de la Precordillera se produjo entre 12 y 10 Ma, y fue seguido por un mega-colapso gravitacional.

Las rocas volcánicas oligo-neógenas de Arica son calco-alcalinas de alto potasio, y su composición no varía demasiado a través del tiempo. Sin embargo, se observa un enriquecimiento creciente en elementos litófilos, una participación cada vez más importante del granate como fase residual en la corteza inferior, y una disminución relativa de la tasa de fusión parcial en la fuente mantélica. Por otro lado, la evolución estructural y el balance erosión-sedimentación muestran que la Cordillera Occidental de Arica ha estado alzada y expuesta a la erosión desde el Eoceno. En el período considerado (Oligo-Neógeno), el engrosamiento cortical del Altiplano occidental ha sido lento respecto del Altiplano oriental y asociado no sólo a procesos tectónicos.

PALABRAS CLAVE.— Andes, Norte de Chile, Arica, Arco, Ante-arco, Terciario, Tectónica, Volcanismo, Sedimentación, Geomorfología, Balance Erosión-Sedimentación, Evolución Geodinámica.

INTRODUCTION

1. PRÉSENTATION GÉNÉRALE ET OBJECTIFS DE L'ÉTUDE

Ce travail de thèse présente les résultats d'une analyse géodynamique pluridisciplinaire (structurale, chronostratigraphique, sédimentologique et géomorphologique) réalisée sur les terrains cénozoïques de l'Altiplano occidental (arc et avant-arc des Andes Centrales ; Fig. 1 et 2). La région étudiée est celle d'Arica, à l'extrémité Nord du Chili, entre 18° et 19°30'S et entre 69° et 70°30'W (~14.000 km²), où les séries oligo-néogènes, volcaniques et sédimentaires continentales, déformées, et les structures responsables de la configuration des Andes occidentales sont bien exposées.

L'objectif principal de cette étude est de proposer un modèle d'évolution géodynamique oligo-néogène de l'Altiplano occidental, en précisant :

- l'évolution géomorphologique ;
- la nature, la distribution et l'âge des unités lithostratigraphiques ;
- la géométrie, la cinématique et la chronologie de la déformation ;
- les transferts de matière induits par la déformation et l'érosion.

2. MÉTHODOLOGIE DE TRAVAIL

Ces dernières années, des études géologiques à caractère local [échelle du 1/25.000 à 1/100.000 [Kött *et al.*, 1995 ; García, 1996 ; Lezaun *et al.*, 1996 ; Parraguez, 1998 ; Riquelme, 1998 ; Pinto, 1999] ou régional [échelle du 1 : 500.000 à 1 : 2.000.000 ; Seyfried *et al.*, 1994, 1998 ; Muñoz et Charrier, 1996 ; Uhlig, 1999 ; Wörner *et al.*, 2000 ; Rochat *et al.*, 1999] ont été menées dans la région d'Arica. Il devenait donc nécessaire d'effectuer une synthèse géodynamique à l'échelle de toute la marge occidentale des Andes Centrales (au 1 : 250.000) avec le support d'observations de terrain détaillées (au 1 : 50.000), et d'une analyse multidisciplinaire qui combine des notions structurales, stratigraphiques, géomorphologiques, géochronologiques et pétro-géochimiques.

Le développement de cette étude a suivi plusieurs étapes :

- *Révision bibliographique* : compilation et sélection des données existantes.

- *Levé géologique et analyse géomorphologique.*

Le levé cartographique à l'échelle du 1/50.000 a été effectué sur trois transects, d'à peu près 15 km de largeur, suivant les profondes vallées de Lluta, Azapa et Camarones, et continuant plus à l'Est, où les différentes séries, essentiellement cénozoïques, sont bien exposées. Cette étape, d'une durée approximative de 150 jours effectifs de terrain, a été centrée sur la caractérisation lithologique des unités, leur distribution et leurs relations stratigraphiques ou tectoniques, ainsi que la caractérisation détaillée de la structure, et récollection d'échantillons pour les études pétro-géochimique et géochronologique.

L'information de haute résolution (au 1/50.000) de ce travail, ainsi qu'un levé (au 1/250.000) de la Cordillère Occidentale réalisé par M. Gardeweg, J. Clavero et l'auteur, ainsi qu'une compilation des cartographies précédentes, ont été présentées sous forme d'une carte géologique au 1/250.000 [García *et al.*, 2002]. Cette carte a été construite avec le logiciel MAPINFO. Trois coupes équilibrées régionales, à la même échelle, ont été dessinées avec le logiciel CANVAS. Le levé cartographique et l'analyse géomorphologique ont été réalisés sur les feuilles topographiques (échelle 1/50.000 et 1/250.000) de l'«Instituto Geográfico Militar» du Chili, sur des photos aériennes (échelle approximative 1/65.000), des vols GEOTEC [1996] et CH-6A [1977] du «Servicio Aerofotogramétrico» du Chili, et sur des images satellites LANDSAT TM5 (échelle 1/250.000) disponibles sur la région. L'analyse géomorphologique a nécessité de réaliser un Modèle Numérique de Terrain. Ce modèle, au pas de 50 m, a été confectionné avec la topographie digitalisée de six feuilles au 1/100.000 (Arica, Camaraca, Putre, Codpa, Chungará et Surire) entre les 18 et 19°S. Une grande partie de ces données digitales avaient été acquises pour confectionner un MNT précédent [Parraguez, 1998].

- *Etude et analyses d'échantillons.* Environ 200 échantillons ont été collectés pour les études pétrographiques, géochronologiques et géochimiques. Près de 160 échantillons ont été étudiés en lames minces, et 120 d'entre eux ont été sélectionnés pour la géochronologie et 80 pour l'étude pétro-géochimique (Chapitre 5). Les datations radio-isotopiques comprennent près de 100 âges K-Ar (Laboratoire SERNAGEOMIN, Chili), 15 âges Ar-Ar (Université de Nice, France, et Laboratoire SERNAGEOMIN, Chili) et 5 âges U-Pb (Laboratoire du «Geological Survey of Canada»). La plupart des lames minces et près de 70 analyses géochimiques ont été réalisées dans les laboratoires du SERNAGEOMIN (Chili). Une dizaine d'analyses géochimiques ont été réalisées au Centre de Recherche Pétrographique et Géochimique de Vandoeuvre-lès-Nancy (France) et à l'Institut Dolomieu (Grenoble, France). Les analyses minéralogiques à la microsonde ont été réalisées à l'Université de Lausanne (Suisse).

- *Quantification des volumes de sédiments déposés et de matériel érodé* (chapitre Bilan). Cela a été réalisé au moyen de mesures d'épaisseur de terrain, des mesures de surfaces dans les coupes équilibrées à haute résolution (échelle 1/50.000) et de mesures de longueurs et de surfaces sur la carte géologique (échelle 1/250.000).

- *L'étape finale du travail a consisté en la compilation, le traitement, l'analyse et l'interprétation des données* (confection de cartes, coupes, colonnes, tableaux, diagrammes, et rédaction de la thèse). Les diagrammes stéréographiques ont été réalisés avec le logiciel STERIONET [Allmendinger, 1988-1992] et l'analyse cinématique des microfailles avec le logiciel FAULT KINEMATICS [Allmendinger *et al.*, 1989].

L'échelle des temps géologiques utilisée dans ce travail est celle de Hardenbol *et al.* [1998] ; dans cette échelle la période néogène comprend le Miocène, le Pliocène et le Quaternaire.

Les classifications pétrographiques utilisées sont, pour les roches volcaniques effusives, celle de Williams *et al.* [1968] ou de Le Maitre *et al.* [1989], pour les roches volcaniques pyroclastiques, celle de Schmidt [1981], et pour les roches intrusives, celle de Streckeisen [1973] ou de Le Maitre *et al.* [1989]. Les roches sédimentaires détritiques ont été classifiées selon Folk *et al.* [1970] et Pettijohn *et al.* [1972], et les roches sédimentaires carbonatées selon Folk [1959]

3. BIBLIOGRAPHIE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION

Les plus anciennes publications géologiques disponibles sur la région d'Arica et ses alentours datent du début du 20^{ème} siècle [Douglas, 1914 ; Stehn, 1923]. Ces travaux ont eu comme orientation principale la description de la stratigraphie et de la paléontologie mésozoïque.

C'est dans les années 1960 et 1970 que se réalisent les premiers levés géologiques et des études de ressources naturelles dans la région d'Arica. Ces travaux ont reconnu et défini les unités majeures à l'échelle du 1/50.000 [Montecinos, 1963 ; Henriquez, 1963 ; Tobar *et al.*, 1968 ; Katsui et González-Ferrán, 1968 ; Pacci, 1970 ; Viteri, 1979 ; Vogel et Vila, 1980] et du 1/300.000 [Cecioni et García, 1960 ; Salas *et al.*, 1966], avec une stratigraphie soutenue par des âges paléontologiques et essentiellement par des corrélations régionales. Une étape importante dans la connaissance géologique de la région d'Arica correspond à l'acquisition des données géochronologiques, qui ont per-

mis d'accéder aux premiers âges (1) des volcanites néogènes [Wörner *et al.*, 1988 ; Aguirre, 1990], (2) des séries oligo-néogènes [Naranjo et Paskoff, 1985 ; Kött *et al.*, 1995 ; Muñoz et Charrier, 1996], et (3) des intrusifs mésozoïques [Levi *et al.*, 1963].

A la fin des années 1980, et dans les années 1990, des travaux stratigraphiques et tectoniques, dans des terrains essentiellement sédimentaires, ont été réalisés par l'Entreprise National de Pétrole du Chili (ENAP) et l'Universidad de Chile [Muñoz *et al.*, 1988 ; Muñoz, 1991 ; Salinas *et al.*, 1991 ; Charrier, 1993 ; Muñoz *et al.*, 1994 ; Charrier *et al.*, 1994 ; Muñoz et Charrier, 1996]. En même temps, la connaissance de la géochronologie et de la pétrologie du Complexe Métamorphique de Belén précambrien-paléozoïque [Pacci *et al.*, 1980 ; Mpodozis *et al.*, 1983 ; Damm *et al.*, 1990 ; Basei *et al.*, 1996 ; Lucassen *et al.*, 2000 ; Wörner *et al.*, 2000a] a été souvent liée à des études des affleurements isolés du socle pré-Mésozoïque du Sud du Pérou, du Nord du Chili et du Nord-ouest de l'Argentine.

Ces dernières années [1994-2000], un groupe de chercheurs allemands, de l'Université de Göttingen, a réalisé dans la région des travaux géochronologiques, sédimentologiques et structuraux sur le Cénozoïque [Seyfried *et al.*, 1994, 1998 ; Kött *et al.*, 1995 ; Lezaun, 1997 ; Uhlig, 1999 ; Wörner *et al.*, 2000b]. Parallèlement, un programme de recherche en coopération a été mené par l'Universidad de Chile et l'IRD, incluant la réalisation de trois thèses dans différents secteurs [García, 1996 ; Riquelme, 1998 ; Parraguez, 1998]. L'ensemble de ces derniers travaux a apporté des nouvelles données structurales, chrono-stratigraphiques et géo-morphologiques qui ont permis de réinterpréter l'évolution géotectonique néogène de l'Altiplano occidental.

REMERCIEMENTS

Cette thèse a été possible grâce à la participation directe et indirecte de plusieurs institutions et personnes. La définition du sujet et le financement ont fait l'objet d'une convention de recherche entre le "Servicio Nacional de Geología y Minería" du Chili (SERNAGEOMIN) et l'Institut de Recherche pour le Développement de la France (IRD) dans le cadre des programmes «Areas Limítrofes de Perú, Bolivia, Argentina y Chile» (SERNAGEOMIN-Geological Survey of Canada) et «Géodynamique Andine et Ressources Naturelles» (IRD).

Les organismes et personnes suivants ont participé à l'acquisition et à la discussion des données :

Institut de Recherche pour le Développement (IRD) : G. Hérail, E. Jaillard, M. Fornari

Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Université Joseph Fourier (Grenoble) : G. Mascle, H. Lapiere, P. Van der Beeck

Servicio Nacional de Geología y Minería "du Chili (SERNAGEOMIN) : M. Gardeweg, C. Mpodozis, C. Pérez de Arce, C. Espejo, A. Diaz, M. Robles et S. Manquez.

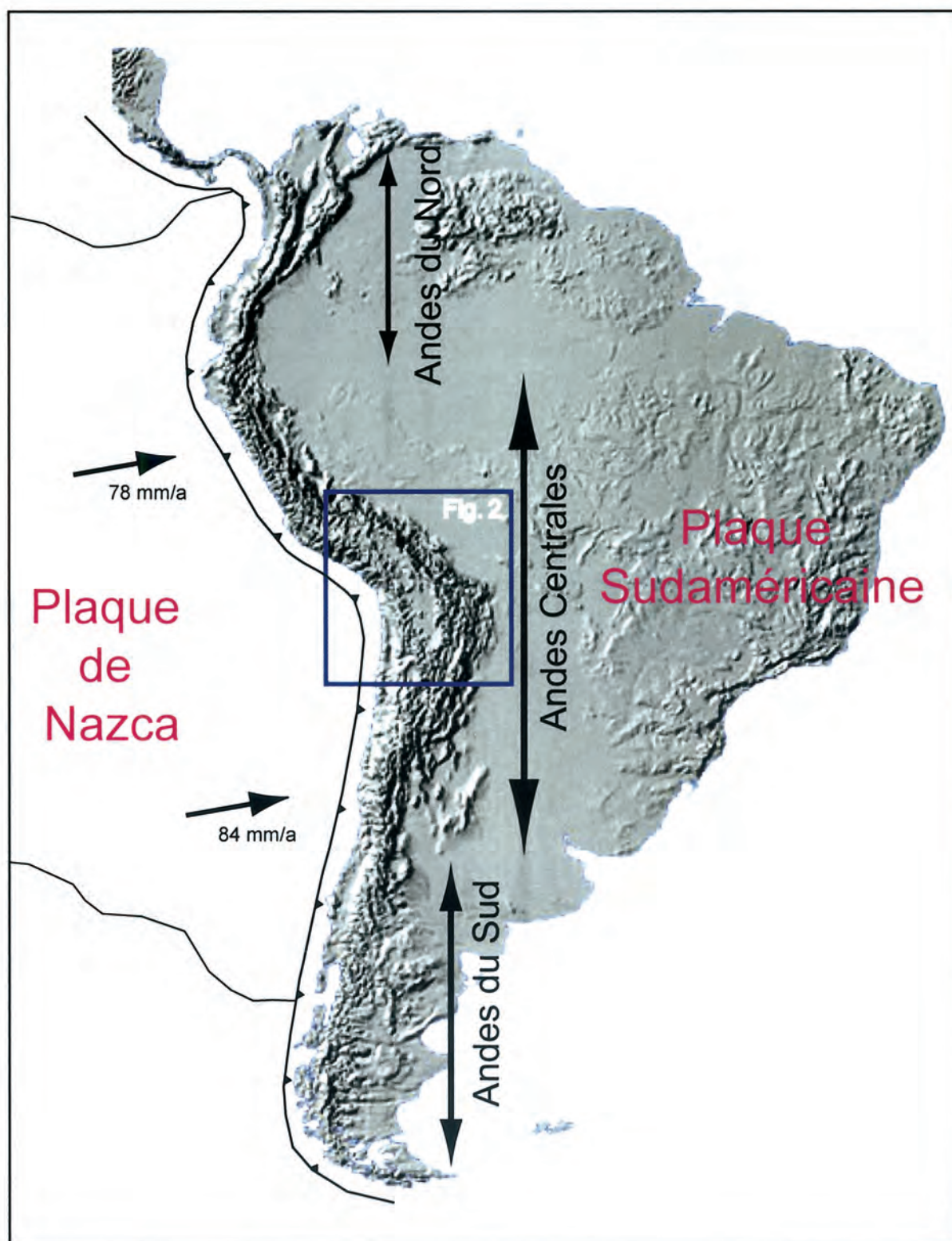


FIG. 1– Carte topographique de l'Amérique du Sud (GEOTOPO30)

Les segments majeurs de la Cordillère des Andes sont indiqués ainsi que les vitesses de convergence de la plaque de Nazca, d'après De Mets *et al.* [1990]

CHAPITRE 1 : CONTEXTE GÉODYNAMIQUE ET PROBLÉMATIQUE

1. LES ANDES

La région étudiée est située dans la partie centrale et occidentale de la Cordillère des Andes, qui s'étend sur près de 8.000 km sur la marge occidentale du continent Sud-Américain (Fig. 1). Les Andes sont un type d'orogène non-collisionnel, qui montrent une histoire complexe depuis le Protérozoïque tardif [Gansser, 1973 ; Ramos et Aleman, 2000]. Le dernier cycle orogénique ("andin" s.l.), pendant le Méso-Cénozoïque, est caractérisé par la subduction de la plaque océanique Farallon-Nazca sous la plaque continentale Sud-Américaine [James, 1971a ; Jarrard, 1986 ; Mpodozis et Ramos, 1989 ; Pindell et Tabbutt, 1995]. Ce phénomène de subduction est en général à l'origine d'un régime tectonique globalement compressif et d'un magmatisme d'arc. D'après la structure et l'évolution méso-cénozoïque de la chaîne andine, trois segments majeurs, sont distingués : les Andes du Nord, Centrales et du Sud (Fig. 1). Actuellement, la direction de convergence entre les plaques Nazca et Sud-Américaine est N75-80E et la vitesse varie de 78 à 84 mm/a [DeMets *et al.*, 1990]. L'angle de subduction, défini par la Zone de Wadati-Benioff, varie de 0 à 30° vers l'Est [Cahill et Isacks, 1992]. Trois segments de volcanisme actif (NVZ, CVZ et SVZ) sont situés où l'angle de subduction est de 20 à 30° ; ils sont séparés par deux domaines de «gap» volcanique plio-quatenaire où l'angle de subduction est de 0 à 10° («flat slab») [Thorpe *et al.*, 1982 ; Harmon *et al.*, 1984 ; Cahill et Isacks, 1992].

2. LES ANDES CENTRALES ET L'«ALTIPLANO»

Les Andes Centrales (5-33°S), avec une forme arquée (Coude d'Arica ou Orocline Bolivien), sont le segment le plus haut et le plus large de toute la chaîne andine (Fig. 1). On y distingue quatre domaines morpho-tectoniques longitudinaux principaux [eg. Isacks, 1988] : le «Pérou Central» («flat slab» du Nord ; 5-15°S), l'«Altiplano» (15-23°S), la «Puna» (23-28°S) et les «Sierras Pampeanas» («flat slab» du Sud ; 28-33°S). L'«Altiplano», qui recouvre les territoires de la Bolivie, du Sud du Pérou et du Nord du Chili, est le segment le plus large des Andes, jusqu'à 850 km (Fig. 2). Les hauts reliefs, jusqu'à 6.500 m d'altitude, sont présents dans les Cordillères Orientale et Occidentale, séparées par le bassin altiplanique (Altiplano s.s.) à 3800 m. Le segment «Altiplano» présente une forte épaisseur crustale (jusqu'à 70 km), qui varie, dans les Andes orientales, de 32 ± 2 à 65 ± 5 km [Dorbath *et al.*, 1993 ; Wigger *et al.*, 1994 ; Beck *et al.*, 1996 ; Swenson *et al.*, 2000], et dans les Andes occidentales, de 35 ± 5 km à 60 ± 10 [James, 1971b ; Cunningham *et al.*, 1986 ; Schmitz *et al.*, 1999 ; Masson *et al.*, 2000 ; Beaumont *et al.*, 2001, 2002].

La morphologie et le relief actuel du segment «Altiplano» sont essentiellement le résultat du dernier épisode orogénique [Phase «Quechua» ; Steinmann, 1929 ; Noblet *et al.*, 1996]. Cet épisode a été bien reconnu surtout dans la partie orientale de la chaîne, où elle a été daté d'âge oligo-néogène (~27-0 Ma) à partir de données

structurales et chrono-stratigraphiques [Sempéré *et al.*, 1990 ; Gubbels *et al.*, 1993 ; Hérail *et al.*, 1993, 1996 ; Lamb *et al.*, 1997 ; Rochat, 2000]. Dans cette région, un épisode majeur de soulèvement est détecté entre 10 et 15 Ma, à partir de données de traces de fission [Crough, 1983 ; Benjamin *et al.*, 1987]. Le début de la déformation oligo-néogène (à ~27 Ma) serait lié à une augmentation du taux de convergence entre les plaques Nazca et Sudaméricaine [Pilger, 1984 ; Pardo-Casas et Molnar, 1987 ; Somoza, 1998]. Cette déformation «Quechua» a été précédée par une période de relative quiescence tectonique (35-27 Ma).

La structuration oligo-néogène de l'«Altiplano» oriental est représentée par une ceinture de plis et de chevauchements qui impliquent un raccourcissement horizontal important (190-280 km), évalué grâce à des coupes équilibrées [Roeder, 1988 ; Sheffels, 1990, 1995 ; Schmitz, 1994 ; Baby *et al.*, 1997 ; Kley *et al.*, 1997] (Fig. 2). Des données GPS indiquent que presque une moitié de la convergence interplaque est absorbée par la zone de subduction et que l'autre moitié est absorbée par la plaque continentale dans la partie orientale de la chaîne [Norambuena *et al.*, 1998 ; Bevis *et al.*, 1999]. Les études paléomagnétiques suggèrent que les rotations tectoniques néogènes, sont plus fortes dans les Andes orientales (moins de 25°) que dans les Andes occidentales (moins de 5°) [Roperch *et al.*, 2000]. La déformation oligo-néogène de la partie occidentale de l'«Altiplano», où se situe la région d'Arica, est moins bien connue et de moindre importance par rapport à la ceinture orientale. Cette région a été considérée récemment comme un «hinterland» peu déformé [Kley et Monaldi, 1998] dont le raccourcissement horizontal tectonique est estimé à 20 km [Rochat *et al.*, 1999]. Cependant, le détail du fonctionnement de la déformation reste moins bien connu et il est discuté (voir Problématique).

3- LE MAGMATISME DE L'«ALTIPLANO»

L'accélération du régime de subduction dans les Andes Centrales, à l'Oligocène supérieur (~27 Ma) [Pilger, 1984 ; Pardo-Casas et Molnar, 1987 ; Somoza, 1998], a été associée à la mise en place d'importants volumes de magmas, de compositions variées [Sébrier et Soler, 1991 ; Fig. 2]. Le magmatisme d'arc oligo-néogène, d'affinité calco-alcaline, moyennement à fortement potassique et localement shoshonitique, se traduit par un grand volume de laves andésitique à dacitiques et d'ignimbrites rhyolitiques, constituant une «frange continue et étendue», essentiellement dans la partie occidentale de la chaîne [Lefèvre, 1973 ; Thorpe *et al.*, 1982 ; Harmon *et al.*, 1984 ; Boily *et al.*, 1990 ; Avila-Salinas, 1991 ; Sébrier et Soler, 1991 ; Davidson et de Silva, 1995 ; Fornari *et al.*, 1996]. Ce magmatisme est tout à fait caractéristique des domaines de subduction et résulte de la fusion mantélique par déshydratation de la lithosphère subduite. Un magmatisme d'«arc interne» ou d'arrière-arc, moins volumineux et formant une «frange dispersée», est représenté par des roches acides hyperalumineuses et par des laves alcalines

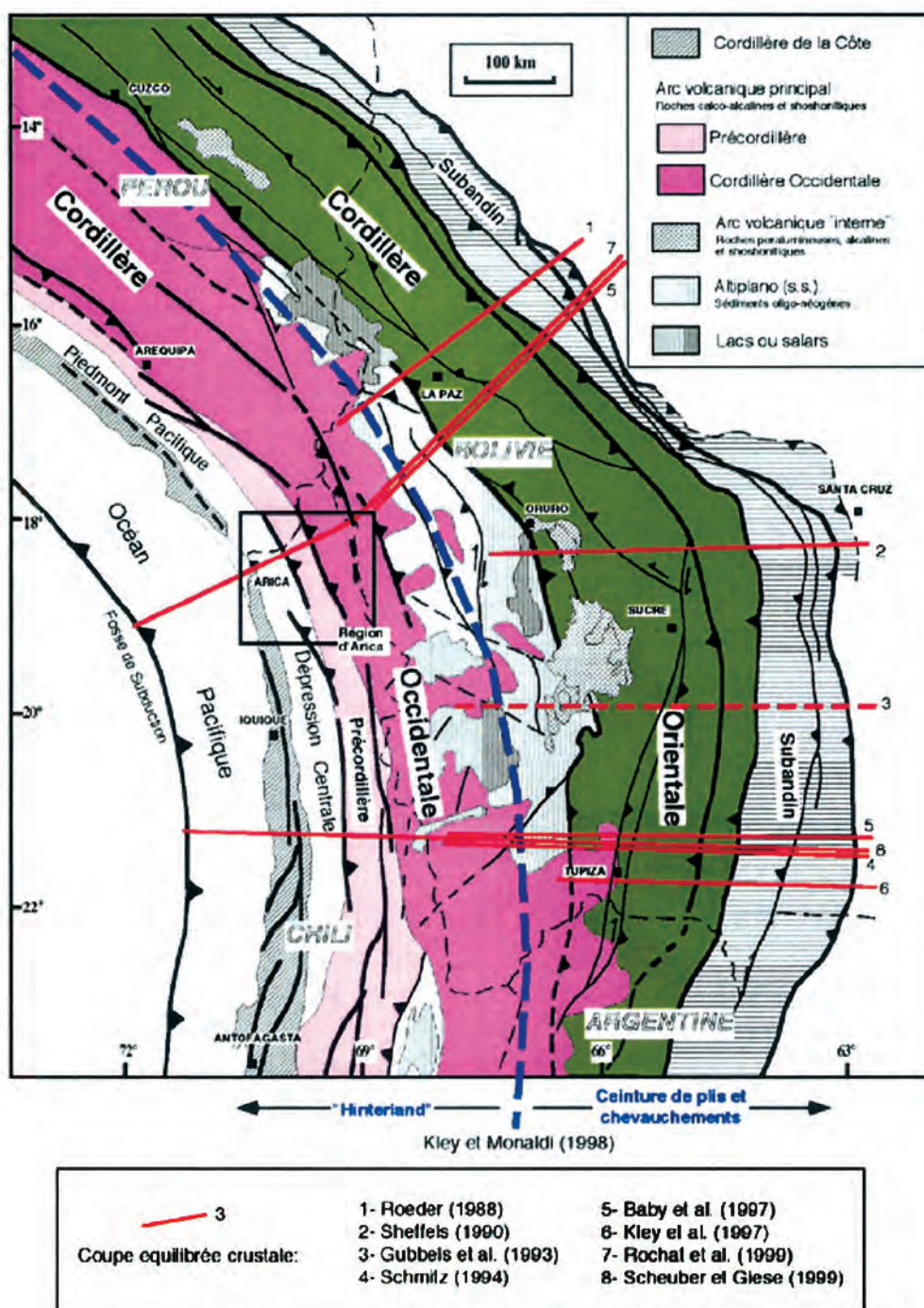


FIG. 2– Carte morphotectonique du segment «Altiplano» des Andes Centrales.

Modifié d'après Hérail *et al.* [1996]; la région d'Arica est encadrée; noter l'abondance de coupes équilibrée à l'échelle crustale dans la partie orientale de l'«Altiplano» par rapport à la partie occidentale.

et shoshonitiques dans la partie orientale des Andes [Kontak *et al.*, 1984 ; Pichavant *et al.*, 1988 ; Clark *et al.*, 1990 ; Sébrier et Soler, 1991 ; Soler et Jimenez, 1993 ; Carlier *et al.*, 1996 ; Leroy et Jimenez, 1966]. Ce magmatisme a été interprété comme issu de la fusion crustale et/ou mantélique.

4- PROBLÉMATIQUE ET JUSTIFICATION DE CETTE ÉTUDE

La structure crustale et l'évolution géotectonique oligo-néogène de la partie orientale des Andes Centrales (arrière-arc) sont bien connues grâce à l'abondante information géologique et géophysique obtenue au cours de la dernière décennie [eg. Isacks, 1988 ; Roeder, 1988 ; Sébrier *et al.*, 1988 ; Sempéré *et al.*, 1990, 1997 ; Sheffels, 1990, 1995 ; Whitman *et al.*, 1992, 1996 ; Dorbath *et al.*, 1993 ; Gubbels *et al.*, 1993 ; Schmitz, 1994 ; Wigger *et al.*, 1994 ; Allmendinger et Gubbels, 1996 ; Beck *et al.*, 1996 ; Hérail *et al.*, 1993, 1996 ; Kley *et al.*, 1997 ; Okaya *et al.*, 1997 ; Lamb *et al.*, 1997 ; Baby *et al.*, 1997 ; Jordan *et al.*, 1997 ; Kley et Monaldi, 1998 ; Myers *et al.*, 1998 ; Scheuber et Giese, 1999 ; Rochat *et al.*, 1999 ; Giese *et al.*, 1999 ; Schmitz *et al.*, 1999 ; Beaumont *et al.*, 2001, 2002 ; Horton *et al.*, 2001]. L'accès à la structure superficielle et profonde a été très favorisée par la vaste information sismique, issue essentiellement de la prospection pétrolière au Pérou, en Bolivie et en Argentine.

A la différence du domaine oriental, dans les Andes Centrales occidentales (arc et avant-arc), l'information structurale et tectonique est plus restreinte (Fig. 2). Cela est dû principalement à : (a) l'abondance de volcans plio-quaternaires qui recouvrent les affleurements oligo-miocènes, (b) la difficulté à caractériser la déformation dans les terrains volcaniques, volcano-sédimentaires et subvolcaniques, par rapport aux terrains sédimentaires (hétérogénéité de la déformation, différence de compétence), (c) la difficulté relative de dater, en raison de l'altération, les séries volcaniques oligo-miocènes déformées, et enfin (d) l'absence de données sismiques pétrolières. Cette situation a pour résultat que les interprétations tectoniques existantes sur la Cordillère Occidentale et la Pécordillère, au Sud du Pérou et au Nord du Chili, sont en partie contradictoires (Fig. 3). Certains modèles expliquent la structuration et le soulèvement, par une tectonique de blocs, à mouvements principalement en extension, et d'âge essentiellement plio-quaternaire [Salas *et al.*, 1966 ; Lahsen, 1982 ; Lavenu et Marocco, 1984 ; Seyfried *et al.*, 1994 ; Lamb *et al.*, 1997], associés à des méga-effondrements gravitaires rotationnels au Miocène [Uhlig *et al.*, 1996 ; Lamb et Hocke, 1997 ; Seyfried *et al.*, 1998 ; Wörner *et al.*, 2000b]. Une tectonique extensionnelle, associée localement à des effondrements gravitaires, a été aussi suggérée pour l' " offshore " du Nord du Chili [Li, 1995 ; Niemeyer *et al.*, 1996 ; von Huene *et al.*, 1999 ; Hartley *et al.*, 2000]. D'autres études considèrent que la structuration et le soulèvement de la Cordillère Occidentale et de la Pécordillère sont liés à une tectonique compressive de vergence générale Ouest, qui se manifeste à travers des phases de déformations discrètes pendant le Cénozoïque [Mortimer et Saric, 1975 ; McKee et Noble, 1982 ;

Huaman, 1985 ; Sébrier *et al.*, 1988] ou à travers une phase de déformation continue d'âge essentiellement miocène [Muñoz et Charrier, 1996 ; García *et al.*, 1996 ; Hérail et Riquelme, 1997 ; Victor et Oncken, 1999] (Fig 3). La Pécordillère, particulièrement considérée comme le " Monoclinale Occidentale " le long de tout les Andes Centrales [Isacks, 1988], est caractérisée par un soulèvement important. La région d'Arica, où les séries oligo-néogènes sont bien exposées, est un des points clés pour éclaircir et tester la validité de ces modèles tectoniques. De plus, cette région est située dans la partie centrale de l'«Altiplano», ainsi sa structure et son évolution géotectonique peuvent être considérés comme représentatifs du reste de la marge de ce segment andin (Fig. 2).

Un des points de discussion fondamentaux dans les Andes Centrales concerne l'épaississement crustal. La grande épaisseur de la croûte andine [50-70 km ; James, 1971b ; Dorbath *et al.*, 1993 ; Wigger *et al.*, 1994 ; Beck *et al.*, 1996 ; Schmitz *et al.*, 1999 ; Swenson *et al.*, 2000 ; Masson *et al.*, 2000 ; Beaumont *et al.*, 2002] a été expliquée par différents processus, tels que le raccourcissement structural, l'addition magmatique, le sous-plaquage et l'hydratation du manteau, en leur accordant des importances relatives plus ou moins grandes selon les endroits de la chaîne. Un accord général concerne l'épaississement de la partie orientale des Andes Centrales (arrière-arc) expliqué par raccourcissement horizontal et redoublement tectonique [Isacks, 1988 ; Roeder, 1988 ; Sheffels, 1990 ; 1995 ; Wigger *et al.*, 1994 ; Schmitz, 1994 ; Allmendinger et Gubbels, 1996 ; Baby *et al.*, 1997 ; Okaya *et al.*, 1997 ; Jordan *et al.*, 1997 ; Kley *et al.*, 1997 ; Lamb *et al.*, 1997 ; Giese *et al.*, 1999 ; Schmitz *et al.*, 1999]. En revanche, l'épaississement crustal de la partie occidentale des Andes Centrales (arc et avant-arc) est encore un motif de débat, en partie à cause de la difficulté d'obtenir des signaux sismiques clairs dans une zone où il y a fusion partielle (Moho diffus). Certaines études ont proposé que, dans cette région, l'addition magmatique soit le processus le plus important pour expliquer l'épaississement, représentant le 10 à 40% de toutes les Andes Centrales [Roeder, 1988 ; Kono *et al.*, 1989 ; Sheffels, 1990 ; 1995 ; Lamb et Hoke, 1997]. D'autres auteurs ont considéré comme mécanisme principal le sous-plaquage de matériel issu de l'érosion tectonique, associé à un peu d'addition magmatique [Schmitz, 1994 ; Baby *et al.*, 1997 ; Rochat *et al.*, 1999]. Enfin selon Giese *et al.* [1999], Scheuber et Giese [1999] et Schmitz *et al.* [1999], une partie du matériel considéré comme crustal correspondrait en réalité à du manteau hydraté, et donc le Moho observé doit être réinterprété comme un contact entre le manteau et un manteau hydraté ; dans ce modèle, l'addition magmatique et le sous-plaquage tectonique jouent un rôle mineur. Ainsi, l'étude de la évolution tectonique et magmatique de la région d'Arica est fondamentale pour comprendre les mécanismes d'épaississement crustal sous la partie ouest des Andes Centrales. A travers les caractéristiques géochimiques des magmas, combinées à l'analyse structurale, on peut arriver à caractériser et quantifier des paléo-épaisseurs crustales [eg. Kay *et al.*, 1987, 1991 ; McMillan *et al.*, 1993]. La migration spatiale de l'axe

magmatique, à partir des données géochronologiques et pétro-géochimiques, peut être aussi utilisée comme un outil pour étudier l'évolution crustale.

La connaissance de l'«offshore» des Andes Centrales est assez limitée. Dans l'offshore d'Arica, il n'existe que peu de données publiées relatives à la bathymétrie à grande échelle [de 1 : 1.000.000 à 1 : 5.000.000 ;

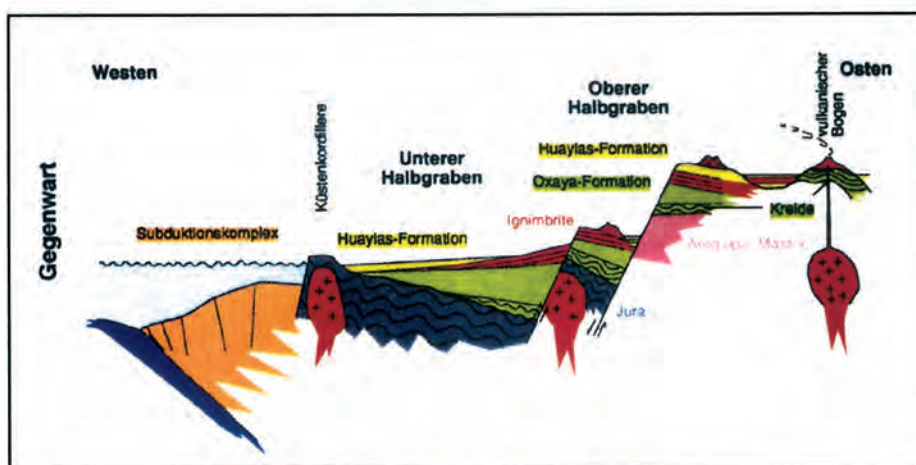
Coulbourn, 1981 ; Schweller *et al.*, 1981 ; Zapata, 1999], et une seule ligne sismique régionale [Muñoz et Fuenzalida, 1997]. Toutefois le patron structural et évolutif reconnu dans l'«onshore» de la région d'Arica, peut être utilisé pour inférer du style tectonique dans l'«offshore». Enfin, à partir des nos données sédimentologiques et géochronologiques, des implications paléo-climatiques peuvent être proposées.

W

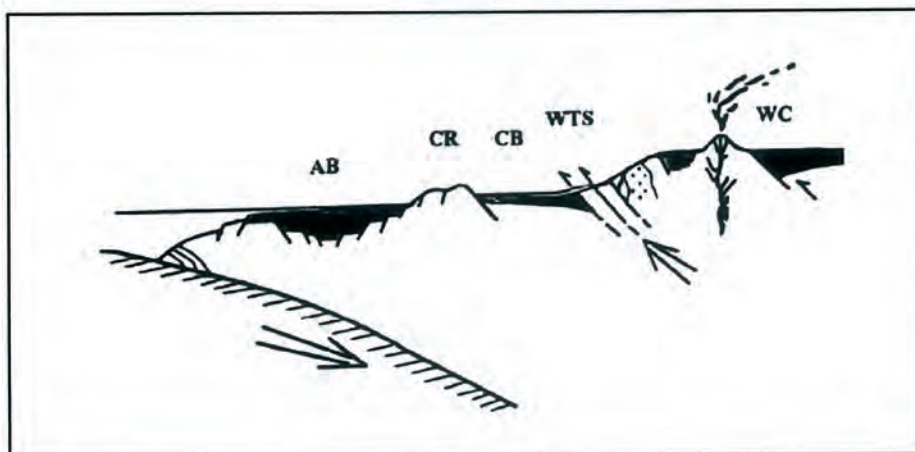
E



Salas et al. (1966)

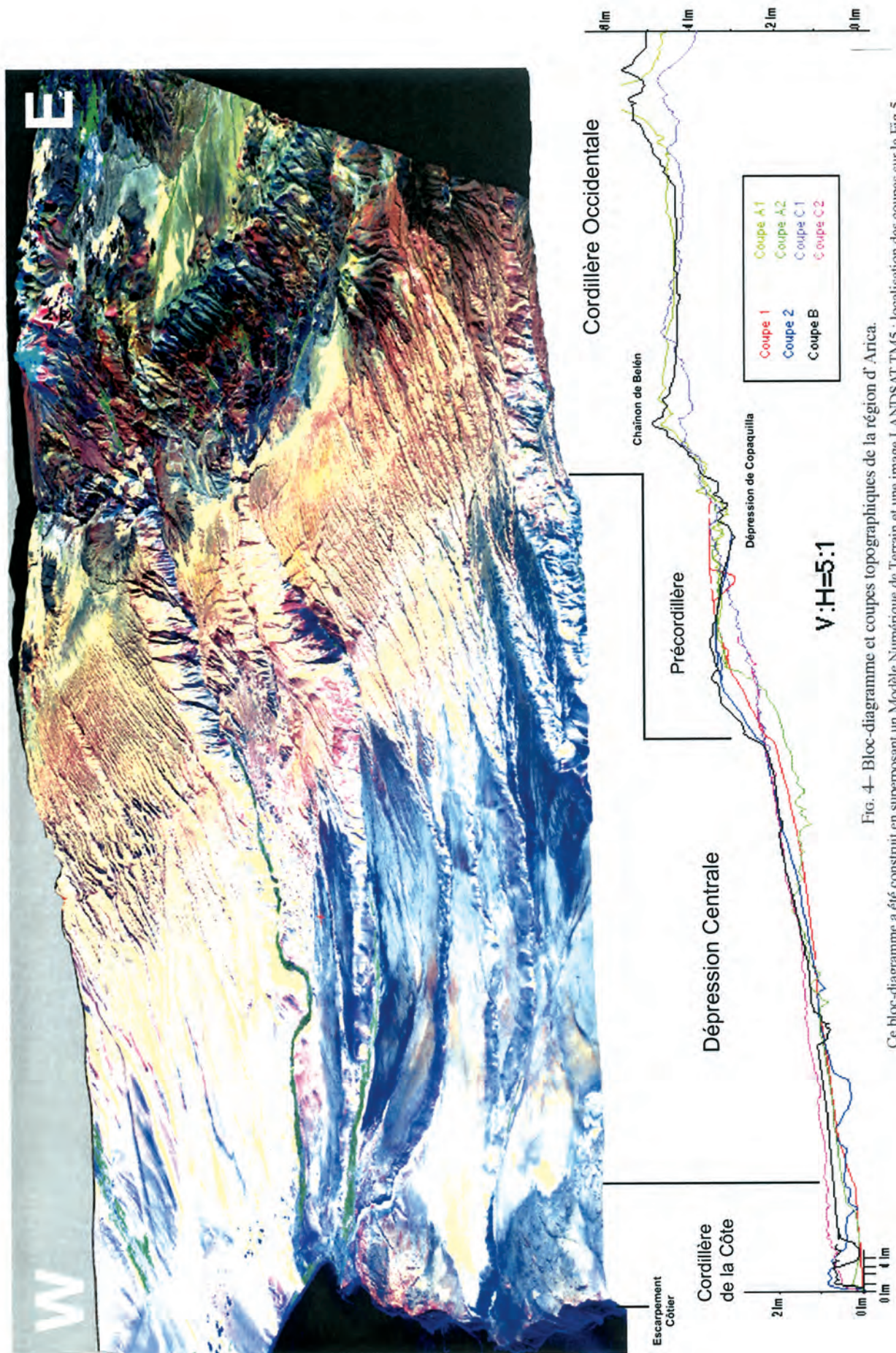


Seyfried et al. (1994)



Muñoz et Charrier (1996)

FIG. 3— Modèles structuraux proposés pour la région d'Arica.
Noter que toutes les coupes présentent une importante exagération verticale.



CHAPITRE 2 ANALYSE GÉOMORPHOLOGIQUE

1.- INTRODUCTION

L'évolution du relief des Andes Centrales d'Arica, segment d'une marge continentale active, résulte de l'interaction entre la structuration tectonique compressive, une importante contribution volcanique, et l'action des agents exogènes. La région est située sur le versant ouest des Andes, dans le Sud du Pérou et le Nord du Chili ; la pente régionale moyenne est très abrupte par rapport à celle la bordure orientale [eg. Isacks, 1988]. Sur cette marge ouest plusieurs travaux ont concerné la distribution des reliefs et des unités géomorphologiques. Il s'agissait de recherches essentiellement géomorphologiques, associées à des analyses stratigraphiques [eg. Mortimer et Saric, 1972, 1975 ; Paskoff, 1979 ; Mortimer, 1980 ; Tosdal *et al.*, 1984 ; Naranjo et Paskoff, 1985 ; Macharé *et al.*, 1986 ; Sébrier *et al.*, 1988]. Cependant, les travaux concernant les relations entre l'évolution structurale et la création des reliefs et son interaction avec les processus exogènes sont peu nombreux [eg. Parraguez, 1998].

Le bas versant occidental des Andes Centrales est dominé par un climat désertique, normal ou marginal d'altitude [classification de Köppen en Fuenzalida, 1966] ; cette région constitue le Désert d'Atacama. Dans la Cordillère Occidentale, la partie haute est affectée par un climat humide, de steppe d'altitude, influencé par des précipitations venant de l'Atlantique [Fuenzalida, 1966]. Le climat désertique s'est installé dans la région depuis le Miocène moyen (15-10 Ma ; Miller *et al.*, 1987 ; Alpers et Brimhall, 1988 ; Sillitoe et McKee, 1996 ; Horton, 1999]. Ce climat aride, avec donc une action limitée des eaux superficielles, assure une bonne préservation des formes anciennes. L'aridité, et l'absence de végétation et de sol, facilitent l'observation directe sur le terrain ou sur l'imagerie (satellitaire ou aérienne). La rapidité supposée des mouvements, l'importance des volumes concernés et les conditions d'observation, font de la région d'Arica un chantier de choix pour l'étude des formes liées à la tectonique. Dans ce chapitre on décrit la distribution des reliefs, les grandes formes topographiques (comme l'Escarpe Côtier et le Glissement de Lluta), ainsi que le drainage, son évolution et son interaction avec la tectonique.

2.- LE RELIEF

Tout au long des Andes du Sud du Pérou et du Nord du Chili (de 14 à 22°S ; soit sur 1.200 km), quatre unités physiographiques majeures sont reconnues. D'Est en Ouest, on distingue la Cordillère Occidentale, la Précordillère, la Dépression Centrale (au Chili) ou Piedmont Pacifique (au Pérou), et la Cordillère de la Côte [Mortimer et Saric, 1975 ; Paskoff, 1979 ; Naranjo et Paskoff, 1985 ; Macharé *et al.*, 1986 ; Sébrier *et al.*, 1988 ; Tosdal *et al.*, 1984] (Fig. 2, 4 et 5). Dans la région d'Arica, ces unités sont bien exprimées, avec une direction générale NNW-SSE. La pente régionale est abrupte ; sur une distance horizontale de ~100 km, on monte de 0 à ~5.000 m, ce qui représente une pente d'environ 3° (Fig. 5). La Cordillère de la Côte est absente

juste au Nord d'Arica, dans l'axe de l'Orocline (Fig. 2).

La Cordillère Occidentale, de la région d'Arica, ou Haute Cordillère, est large de 50 à 100 km (Fig. 2 et 5). D'Ouest en Est son altitude augmente depuis 3.000-3.500 m jusqu'à 5.800-6.300 m ; l'altitude maximale est atteinte au volcan Parinacota (6.350 m). La topographie est très irrégulière. A l'Est, le contact avec l'Altiplano est progressif et irrégulier (sinueux), tandis que la limite occidentale, avec la Précordillère, est abrupte et localement déprimée. Ici, les dépressions de Copaquilla et Huaylas (Fig. 4 et 5) sont des bassins intramontagneux très étroits, qui peuvent atteindre 10 km de largeur, soulevés à 3.000-3.600 m. Le chañon de Belén, large de 15-20 km, est une région de relief assez accidenté et abrupt, où l'altitude augmente de 3.200 à 5.000 m (Fig. 4 et 5). Le Bassin Lauca (~1000 km²) et le Salar de Surire (~200 km²), situés entre le Chañon de Belén et les Volcans néogènes, correspondent à des bassins intramontagneux conservés à ~4.300 m d'altitude. Les Volcans néogènes sont répartis dans les parties nord, est et sud de la Cordillère Occidentale et ces sommets atteignent des altitudes variant entre 4.500 et 6.350 m.

Dans la Précordillère, large de 20-35 km, les altitudes augmentent de 1900-2300 m jusqu'à 3200-3800 m (Fig. 4 et 5). Cette région correspond à un plateau allongé et légèrement bombé, constitué essentiellement d'ignimbrites oligo-miocènes de la Formation Oxaya et de quelques volcans miocènes (chapitre Stratigraphie). Du Nord au Sud, on reconnaît la Sierra Huaylillas, la Pampa Oxaya et la Pampa Sucuna (Fig. 5). La Sierra Huaylillas et la Pampa Oxaya forment une région faiblement plissée, plongeant vers le Sud. Cette structure est fortement disséquée par les vallées majeures de Lluta et Azapa. Sa limite ouest marque le contact rectiligne et abrupt avec la Dépression Centrale (Fig. 4 et 5). La Pampa Sucuna correspond à un monoclin, avec un pendage de 2 à 3° vers l'Ouest. Ici, les contacts avec la Dépression Centrale et la Cordillère Occidentale sont progressifs.

La Dépression Centrale (ou «Pampa del Tamarugal»), de 40 à 55 km de largeur, est une région de topographie relativement plate. L'altitude augmente du NW au SE ; sur la bordure occidentale, elle passe, du N au S, de 500 à 1000 m, tandis que sur la bordure orientale, elle varie de 1900 à 2300 m. (Fig. 4 et 5). La Dépression Centrale correspond à un bassin continental d'avant-arc [Parraguez, 1998], rempli de dépôts sédimentaires et volcaniques oligo-miocènes (formations Azapa, Oxaya et El Diablo ; chapitre Stratigraphie). En général, ces dépôts ont une inclinaison primaire (plaines de sédimentation continentale) de 1 à 2° vers l'Ouest, mais ils sont localement et légèrement affectés par des plis-flexures larges et des failles mineures (chapitre Déformation ; Fig. 47). Vers l'Ouest, les dépôts progradent en «on lap» sur la Cordillère de la Côte ; le contact est sinueux et peu marqué. La surface de la Dépression Centrale est l'actuelle surface d'érosion qui recoupe la Formation El Diablo, et représente une surface fluencée par des précipitations venant de l'Atlantique

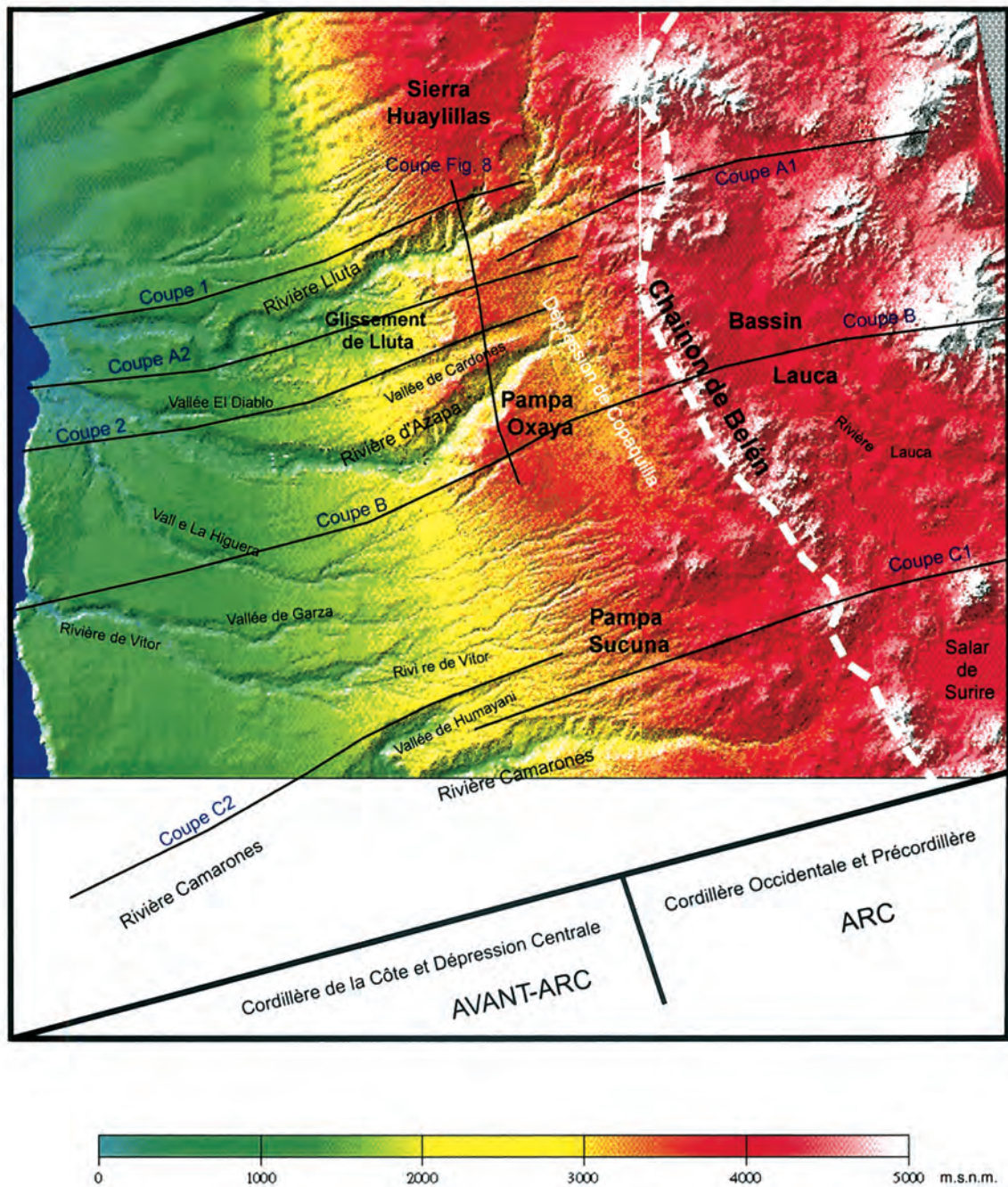


FIG. 5— Distribution de la topographie de la région d'Arica.

La ligne blanche tiretée montre la ligne de partage des eaux entre les systèmes de drainage occidental et oriental.

Les coupes topographiques des figures 4 et 8 sont localisées.

régionale de pédimentation : «Multiple Pediment Stage» de Tosdal *et al.* [1984].

La Cordillère de la Côte est un chaînon de montagnes étroit (de 0 à 20 km) et peu élevé (Fig. 4 et 5). Immédiatement au Nord d'Arica, sur un segment N-S de ~50 km, ce chaînon côtier est complètement absent (érodé). L'altitude augmente du Nord au Sud. Dans la région d'Arica, l'altitude augmente d'Arica (0 m) à Cuya (1230 m, Cerro Puntagudo). La topographie de la Cordillère de la Côte est peu accidentée, avec des collines arrondies et des dépressions et vallées mineures. Le relief est formé de roches mésozoïques tandis que les dépressions intramontagneuses sont remplies de sédiments oligo-miocènes. À l'Est, l'altitude de la Cordillère de la Côte diminue légèrement, et elle s'envoie sous les dépôts de la Dépression Centrale. À l'Ouest, en revanche, elle est limitée par l'abrupt rectiligne qui constitue l'Escarpe Côtier.

3- L'ESCARPEMENT CÔTIER

L'Escarpe Côtier [Brüggen, 1950 ; Mortimer et Saric, 1972 ; Paskoff, 1979] représente une des formes les plus remarquables de la côte du Nord du Chili, entre Arica et La Serena (18-30°S). Jusqu'à présent, cette falaise a été interprétée soit comme :

(a) une faille normale à fort pendage Ouest, de déplacement important et d'âge relativement jeune [Brüggen, 1950 ; Armijo et Thiele, 1990 ; Vargas, 1996],

(b) un escarpement morphologique produit essentiellement par l'érosion marine [Mortimer et Saric, 1972],

(c) une ancienne faille normale, à fort pendage Ouest, retravaillée par l'érosion marine [Paskoff, 1979].

Entre Arica et Iquique, l'escarpement est «vif» [Paskoff, 1979], est en contact direct avec la mer, marquant le passage abrupt de l'océan au continent. Plus au Sud, on retrouve des terrasses marines plio-quaternaires larges bien préservées, par exemple à Mejillones [23°S ; Orlieb *et al.*, 1995], à Caldera [27-28°S ; Marquardt, 1999] et à La Serena [30°S ; Paskoff *et al.*, 1995]. Dans la région d'Arica, l'Escarpe Côtier est formé de falaises rectilignes à subcirculaires, de direction NS à N20W, à fort pendage ouest (50-80°), et produisant un dénivelé de près de 1.000 m. On retrouve très localement quelques terrasses marines courtes et étroites, d'une largeur inférieure à 50 m, avec des dépôts littoraux minces et moyennement conservés, à des altitudes de 35-40 m (vallée de Camarones) et de 110-120 m (Morro d'Arica). L'escarpement recoupe des vallées hautes («perchées») et quelques bassins intramontagneux oligo-miocènes de la Cordillère de la Côte. Toutes ces évidences indiquent que l'Escarpe Côtier est relativement jeune (Miocène supérieur-Quaternaire). La présence locale de terrasses marines très étroites, préservées à différentes altitudes, ainsi que l'absence d'une faille ou zone de faille au pied de l'escarpement, sont en faveur de l'hypothèse de Mortimer et Saric [1972]. L'escarpement résulterait d'un soulèvement côtier et d'une érosion marine continue à son pied, de telle sorte qu'il n'y ait pas eu formation de terrasses marines.

4- LE GLISSEMENT DE LLUTA

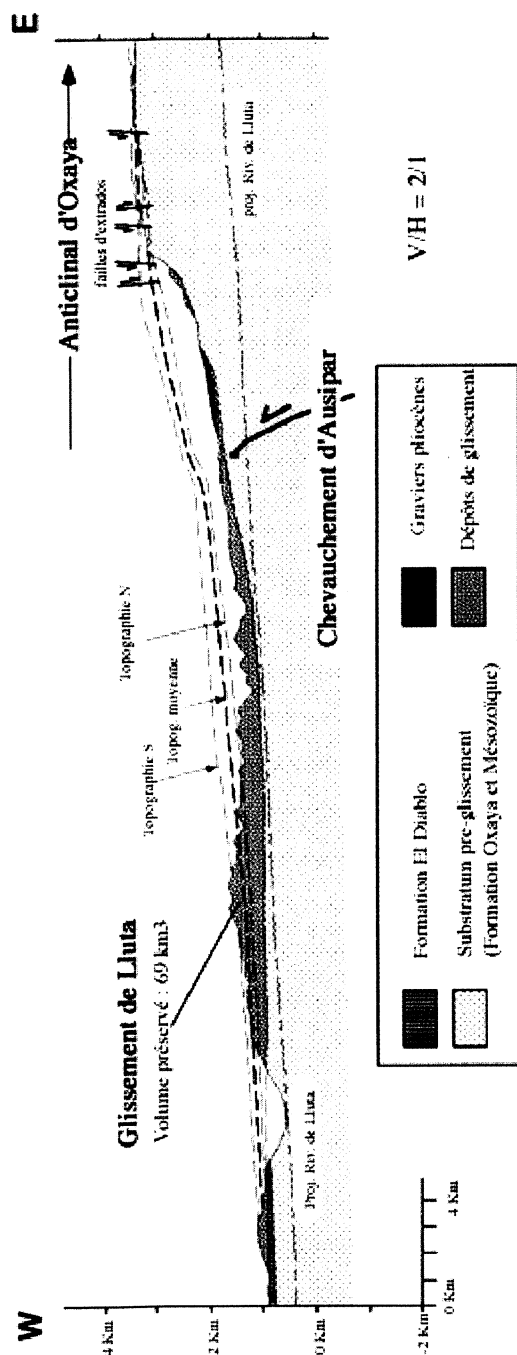
Dans la région d'Arica, le Glissement de Lluta [Naranjo, 1993 ; Uhlig *et al.*, 1996] représente une des formes majeures, située sur la bordure ouest de la Précordillère (Fig. 4 et 5). Il correspond à un effondrement gravitaire de grand volume, qui recouvre une superficie très irrégulière de ~350 km². La niche d'arrachement a un diamètre de près de 10 km. Les dépôts du glissement sont hautement chaotiques, sans stratification, formés de blocs de tailles métriques à hectométriques, essentiellement des ignimbrites et des sédiments de la Formation Oxaya. Dans la région source, le glissement a concerné une section de cette formation d'une épaisseur de ~800 m. Les ignimbrites d'Oxaya sont des matériaux hautement compétents et localement très fracturés, très susceptibles de glisser.

Le volume du glissement, a été estimé d'après son extension superficielle en carte et son épaisseur moyenne, entre 50 km³ [Uhlig, 1999] et 65 km³ [Naranjo, 1993]. Nous avons calculé le volume conservé à partir de la surface en coupe longitudinale (Fig. 6) et de l'extension latérale N-S (perpendiculaire à la coupe longitudinale). Dans la coupe, tracée approximativement dans la section centrale du glissement, les dépôts conservés ont une surface de 7,67 km². L'extension N-S moyenne est de 9 km, et le volume conservé est donc de 69 km³ (Fig. 6) ; cette valeur est comparable aux estimations précédentes. Le volume élevé de matériel mobilisé indique que le Glissement de Lluta représente un des plus grands glissements de terrain connus dans un domaine intracontinental [eg. Ibetsberger, 1996 ; Philip et Ritz, 1999]. L'âge du Glissement de Lluta peut être estimé. Cet effondrement est postérieur au changement abrupt de dénivelé topographique dû au soulèvement de la Précordillère, il est donc post-Miocène moyen-supérieur (chapitre Structure). Les dépôts distaux du glissement remontent, vers l'Ouest, sur la Formation El Diablo (Fig. 6), il s'est mis donc en place après le Miocène moyen. La niche d'arrachement recoupe des vallées sub-parallèles miocènes formées sur la Formation Oxaya (Fig. 9A ; voir aussi Parraguez, 1998), ce qui indique pour le glissement un âge bien plus jeune que le Miocène inférieur. Dans la partie centro-orientale, les dépôts du Glissement de Lluta sont recouverts en forte discordance d'érosion par des graviers alluviaux pliocènes qui contiennent, intercalés localement, l'Ignimbrite Lauca (~3 Ma). Le glissement est fortement incisé par la vallée actuelle de Lluta. Ces relations tectono-stratigraphiques et géo-morphologiques indiquent que la mise en place du Glissement de Lluta a eu lieu au Miocène supérieur, après 12 Ma et bien avant 3 Ma.

5- LE DRAINAGE : SITUATION ACTUELLE ET ÉVOLUTION

Dans la région d'Arica, on distingue deux systèmes de drainage majeurs, séparés par les sommets du Chaînon de Belén et des quelques volcans néogènes (Salas *et al.*, 1966). Cette partie haute de la région d'Arica est humide et influencée par des précipitations venant de l'Atlantique

FIG. 6— Coupe à travers le glissement de Lluta, flanc ouest de l'anticlinal d'Oxaya
Adaptée de la coupe équilibrée A (Fig. xx) ; exagération verticale X2



[Köppen en Fuenzalida, 1966], plus abondantes au cours des mois de décembre à mars, pendant la période de l'«hiver altiplanique». Les débits des rivières augmentent donc dans cette période. Le système oriental endoréique évacue vers l'Altiplano, et le système occidental exoréique vers l'Océan Pacifique (Fig. 4, 5 et 7). Le système de drainage oriental comprend les bassins-versants de Lauca et de Surire. Le Bassin de Lauca, d'une superficie de près de 1500 km², montre un drainage dendritique en direction du Salar de Coipasa en Bolivie (vers le SE).

Le petit Bassin de Surire, de près de 200 km², constitue un salar fermé de drainage centripète (Fig. 5 et 7). Le système de drainage occidental des Andes Centrales, drainant le versant ouest de la Cordillère Occidentale, constitue un réseau en treillis sub-parallèle. Dans la région d'Arica, il est formé par les bassins-versants des rivières majeures de Lluta, Azapa, Vitor et Camarones (Fig. 5 et 7). Vers le Nord d'Arica, le drainage occidental est toujours exoréique, cependant, au Sud de Pisagua (19,5-20°S), à l'exception de la rivière Loa, il est endoréique, évacuant dans la Dépression Centrale [Mortimer, 1980]. A Arica, les rivières occidentales coulent perpendiculairement à l'orientation des unités physiographiques. Les bassins majeurs sont alimentés par les affluents mineurs de vallées de El Diablo, Cardones, Llosyas, La Higuera et de Garza, d'activité intermittente ou fossilisés. Les eaux superficielles s'écoulent de façon très concentrée dans les vallées, disséquant fortement le substratum rocheux. Dans la Cordillère de la Côte et la Dépression Centrale, l'incision atteint une profondeur de 1.000 m.

Dans la Précordillère, les rivières de Lluta et d'Azapa montrent une incision maximale de presque 1.700 m et la rivière de Camarones de presque 1.000 m (Fig. 8 et 10). Dans l'axe de l'orocline occidental, juste au Nord d'Arica, région de Tacna-Arica, les 3 rivières majeures de Caplina, Lluta et Azapa, ainsi que les vallées secondaires majeures de Hospicio-Cañani, de Escritos et de La Higuera, confluent de façon centripète, se regroupant et concentrant l'érosion. Ceci expliquerait que la Cordillère de la Côte soit absente dans cette région.

Le système de drainage oriental endoréique se développe dans la Formation Lauca du Pliopleistocène et l'incision y est de moins de 150 m de profondeur. Ceci montre que ce drainage est relativement jeune. La forte incision du système de drainage occidental en treillis indique, par contre, qu'il est relativement ancien. Ce drainage se développe sur la Formation Oxaya (dans la Précordillère) et sur la Formation El Diablo (dans la Dépression Centrale), ce qui indique qu'il est plus jeune que le Miocène supérieur (chapitre Startigraphie).

Dans la Précordillère, un réseau ancien de vallées sèches et intermittentes parallèles, orientées E-W, est bien préservé. Ce réseau est pauvrement hiérarchisé, avec très peu d'affluents. Dans la Pampa Oxaya, la surface (sommets de la Formation Oxaya) est pentée vers l'Est et les paléo-vallées parallèles ont des profils inversés. Ces paléo-vallées ont donc coulé vers l'Ouest avant le basculement de la surface ou la déformation de la Précordillère.

L'organisation parallèle, non hiérarchisée, implique qu'avant le basculement, la surface était assez régulière et peu inclinée. La paléo-vallée de Cardones est le cours majeur de ce système parallèle ; son cours inférieur est actuellement un affluent intermittent de la rivière de Lluta, et son cours supérieur est horizontal et inactif (Fig. 9). La vallée de Cardones présente une incision maximale de presque 600 m dans les crêtes de la Précordillère ; les paléo-vallées de la Pampa Oxaya montrent une incision maximale de 250 m (Fig. 8). Quelques paléo-vallées sont remplies par l'Ignimbrite Lauca, par des graviers de la Formation Huaylas et par des laves du Volcan Marquez, indiquant qu'elles datent au moins du Miocène moyen.

Dans la région orientale de la Pampa Oxaya, les vallées sèches sont capturées par la rivière Tignamar, principal affluent de la rivière Azapa, et donc par les cours d'eau du système en treillis sub-parallèle actuel.

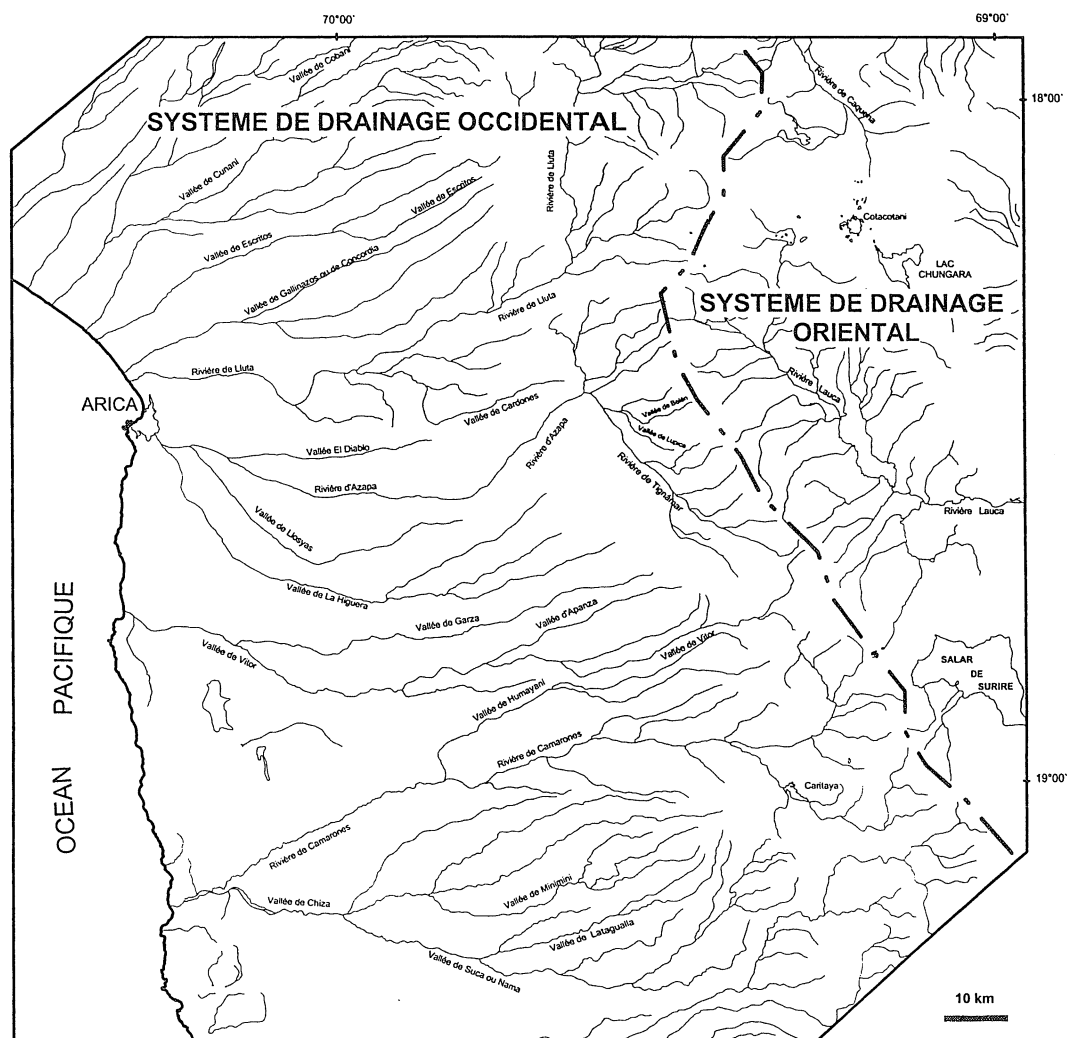
De manière analogue, le cours supérieur oriental de la vallée de Cardones, inactif et rempli par les graviers de la Formation Huaylas et par l'Ignimbrite Lauca non érodée, est capturé vers le Sud par la vallée de Quevilque, vers la rivière d'Azapa.

Ceci montre que le système parallèle des vallées sèches peu incisées de la Précordillère, a précédé le système en treillis sub-parallèle actuel fortement incisé.

6- EVOLUTION DU DRAINAGE ET DÉFORMATION DE LA PRÉCORDILLÈRE

Les captures des paléo-vallées de Pampa Oxaya et du cours supérieur de Cardones (à Copaquilla), par la rivière d'Azapa, reflètent une déformation de la Précordillère. Cette déformation est représentée par le plissement de l'Anticlinal d'Oxaya (chapitre Déformation). A la bordure ouest de la Précordillère, la vallée de Cardones tourne perpendiculairement vers le Nord (Fig. 7 et 9) alors qu'elle pourrait se poursuivre vers l'Ouest, par la vallée El Diablo, dont le cours supérieur est perché à l'Est (Fig. 9). Dans ce secteur, l'ancienne vallée Cardones (-El Diablo) a été capturée vers le Nord, par la rivière de Lluta, dont l'actuel cours inférieur est perpendiculaire à celle de Cardones (Fig. 9) (voir aussi Parraguez, 1998).

Fig. 7- Systèmes de drainage de la région d'Arica.



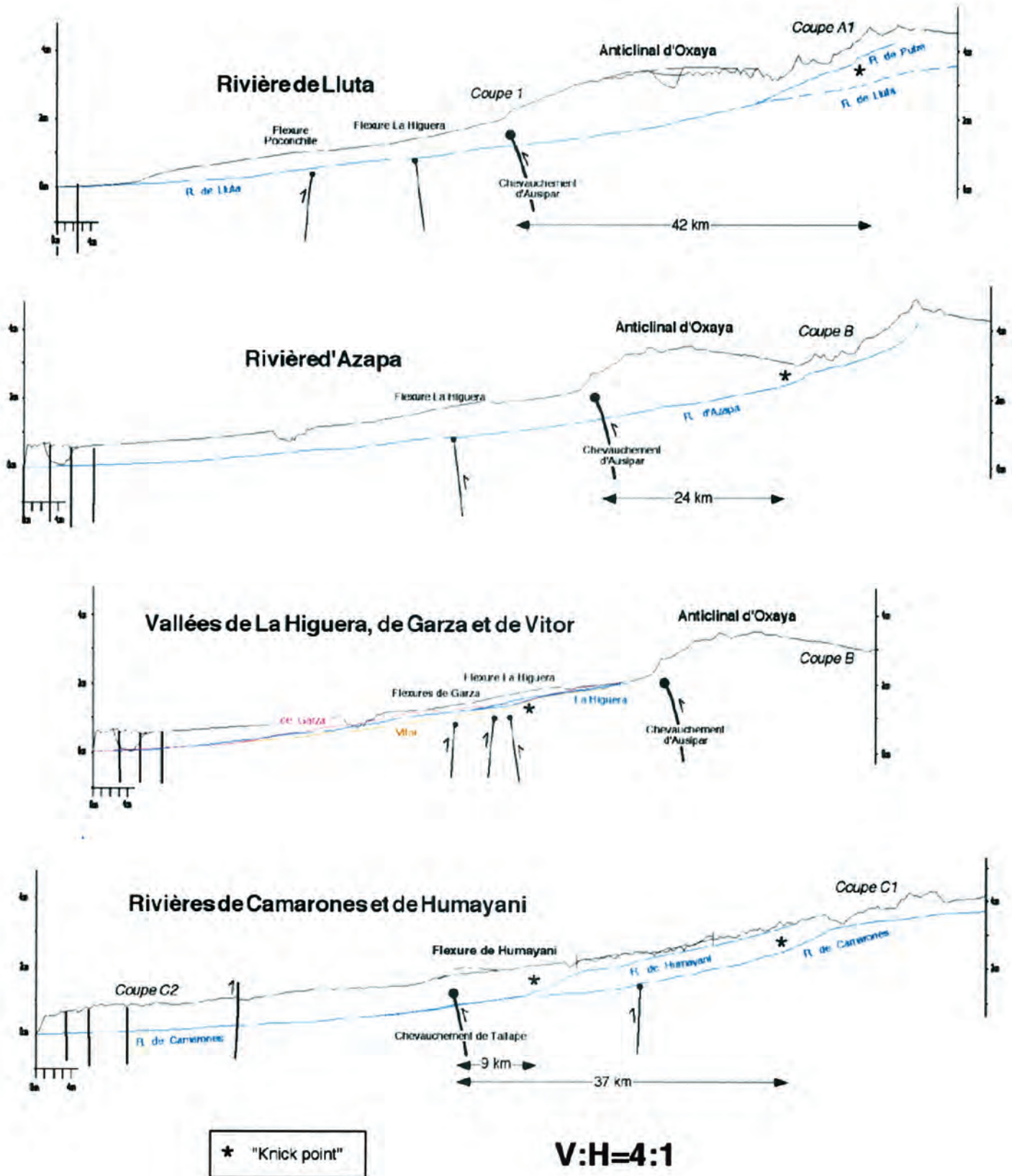


Fig. 8— Profils en long des rivières du système de drainage occidental de la région d' Arica.
Localisation des coupes sur la Fig.5.

Cette capture a eu lieu très probablement après la mobilisation du Glissement de Lluta, qui a produit une diminution des reliefs vers le Nord. Si on suppose que ce glissement est un résultat direct du soulèvement de la Précordillère, la capture de Cardones (-El Diablo) serait une conséquence indirecte de ce soulèvement.

L'Anticlinal d'Oxaya, montre à sa charnière des structures caractéristiques d'extrados : grabens et failles normales (chapitre Déformation). Ces grabens et failles en extrados ne dévient pas les paléo-vallées sèches parallèles dans la Pampa Oxaya (Fig. 10), indiquant que ces cours sont restés actifs jusqu'au plissement. Sur le flanc occidental de la Précordillère, l'augmentation de la pente due au plissement a réactivé partiellement l'érosion dans les vallées parallèles, et augmenté sa densité, laquelle diminue au niveau de la Dépression Centrale (Fig. 4 et 5).

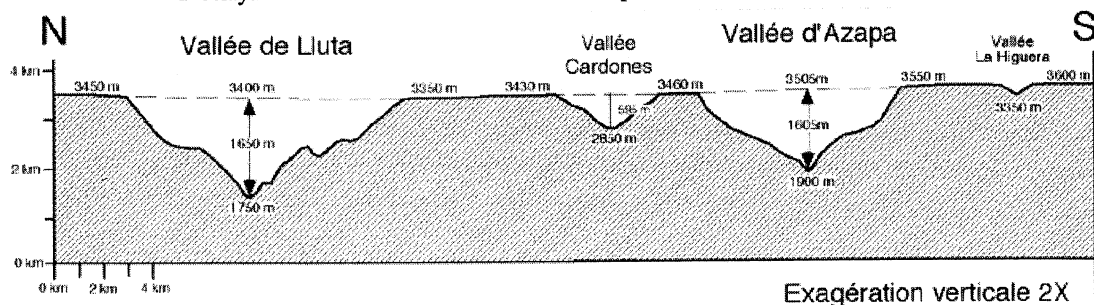
A l'amont de l'Anticlinal d'Oxaya on ne retrouve pas d'évidences de formation de lacs, les faciès de la Formation Huaylas étant toujours fluviaux (chap. Stratigraphie). Ceci indique que, pendant le plissement, les rivières Azapa et Lluta, et celle qui drainait la vallée de Cardones, ont toujours évacué l'eau vers l'Ouest, et donc que le taux d'incision est toujours resté plus élevé que le taux de soulèvement. Tous ces faits indiquent donc que le plissement de la Précordillère a provoqué le changement du système de drainage, par captures successives, depuis un réseau parallèle fossile peu incisé, vers un réseau en treillis sub-parallèle actif et fortement incisé.

En particulier, la vallée initiale de Cardones (-El Diablo) a subi une double capture, et donc un assèchement dû à la déformation de la Précordillère (Anticlinal d'Oxaya). Le cours supérieur fossile de cette vallée est horizontal et non inversé comme les cours des paléo-vallées de la Pampa Oxaya. Ceci montre que l'incision de Cardones s'est poursuivie plus tardivement, pendant le plissement. La vallée de Lluta, parallèle aux paléo-vallées initiales, n'a pas varié de direction. La vallée d'Azapa, de direction oblique, a résulté de la capture successive des vallées vers le Nord Est (incluant Cardones), par érosion régressive, en relation avec la propagation latérale de l'Anticlinal d'Oxaya plongeant vers le Sud.

7- INCISION ET TECTONIQUE

La Dépression Centrale et la Cordillère de la Côte d'Arica sont affectées par une forte incision, de l'ordre de 1.000 m (Fig. 10).

FIG. 9— Coupe topographique dans l'axe de l'anticlinal d'Oxaya.



L'incision dans la Précordillère occidentale atteint ici son maximum. Les altitudes et les valeurs d'incision sont indiquées.

Localisation sur la Fig. 5.

Cette incision est postérieure au dépôt de la Formation El Diablo (post Miocène moyen-supérieur ; chap. Stratigraphie). Elle implique une forte baisse relative du niveau de base (mer). Ceci peut être expliqué soit par un soulèvement tectonique, soit par une baisse du niveau eustatique. Une baisse marquée du niveau eustatique global est effectivement documentée au Miocène moyen (entre 14 et 12 Ma), depuis +130 m jusqu'à -50 m, [Hardenbol *et al.*, 1998]. Cette variation est accompagnée, dans la région, d'une aridification généralisée du climat, entre 15 et 10 Ma [Miller *et al.*, 1987 ; Alpers et Brimhall, 1988 ; Sillitoe et McKee, 1996 ; Horton, 1999]. Cependant, cette descente du niveau de la mer, qui atteint au maximum 200 m, n'est pas suffisante pour expliquer la forte incision ; un soulèvement tectonique important de l'ensemble (Cordillère de la Côte et Dépression Centrale) est donc nécessaire.

Une tectonique compressive et un soulèvement sont effectivement bien enregistrés dans la partie centro-orientale de la région d'Arica pendant le Néogène (chap. Déformation). Tout ceci suggère que la forte incision occidentale ait été contrôlée principalement par la tectonique locale et probablement dans une phase initiale par une descente du niveau de la mer.

La partie centro-occidentale de la région d'Arica est affectée par des structures tectoniques néogènes : failles ou plis-flexures liées à des failles (chap. Déformation).

Les profils en long des rivières ou des vallées intermittentes, traversant ces structures, permettent de mieux les identifier et d'évaluer les influences respectives de la tectonique, du substratum rocheux et du niveau de base, sur l'incision [eg. Howard *et al.*, 1994].

Dans la rivière de Camarones et son affluent Humayani, on observe deux inflexions (« knickpoints ») très accentués, situés à l'Est du Chevauchement de Taltape (Fig. 10). Le décalage vertical des profils, au niveau des « knickpoints », est de l'ordre de 1.000 m. Ces inflexions sont situées au passage lithologique de la Formation Oxaya, laquelle est légèrement pentée à l'Ouest et plus résistante à l'érosion.

Le Chevauchement de Taltape fait remonter le bloc oriental en moins de 500 m (chap. Déformation). Par ailleurs une descente du niveau de base global est documentée vers 14-11 Ma. Les « knickpoints » de Camarones et Humayani sont le résultat cumulé d'un changement de résistance dans le substratum rocheux, d'un soulèvement tectonique localisé (Chevauchement de Taltape), et d'un soulèvement régional (de l'ensemble Cordillère de la Côte et Dépression Centrale).

L'écart de recul différentiel des ces deux « knickpoints » peut s'expliquer par la différence des aires drainées par les vallées (plus importante pour Camarones).

Les rivières d'Azapa et de Lluta montrent des profils en long plats (Fig. 10) dans leur cours inférieur-moyen. Ils ne sont pas déviés au niveau du Chevauchement d'Ausipar, lequel a soulevé le bloc oriental. Ceci indique que la faille d'Ausipar est relativement ancienne par rapport à l'activité des rivières. Vers l'Est, les profils en long des vallées d'Azapa et de Lluta montrent des « knickpoints » peu marqués, situés à 24 et 42 km de la faille, respectivement. Les décalages verticaux des profils sont de près de 200 et 300 m (Fig. 10).

Ces « knickpoints » sont interprétés comme résultant du soulèvement lié au Chevauchement d'Ausipar. Sa situation actuelle à l'Est est due à un recul différentiel par érosion régressive. Le substratum rocheux des deux vallées est similaire, donc la différence importante de recul est bien expliquée par la dimension des aires drainées, presque le double pour Lluta que pour Azapa.

A l'Est de la Flexure La Higuera, qui soulève le bloc oriental, les vallées de La Higuera, de Garza et de Vitor, montrent des profils légèrement convexes avec des « knickpoints » (Fig. 10). Cela suggère que cette flexure soit relativement jeune par rapport à l'activité des vallées. Cependant, plus au Nord, la structure n'affecte pas le profil des vallées majeures (Azapa, Lluta) dont le débit est plus important.

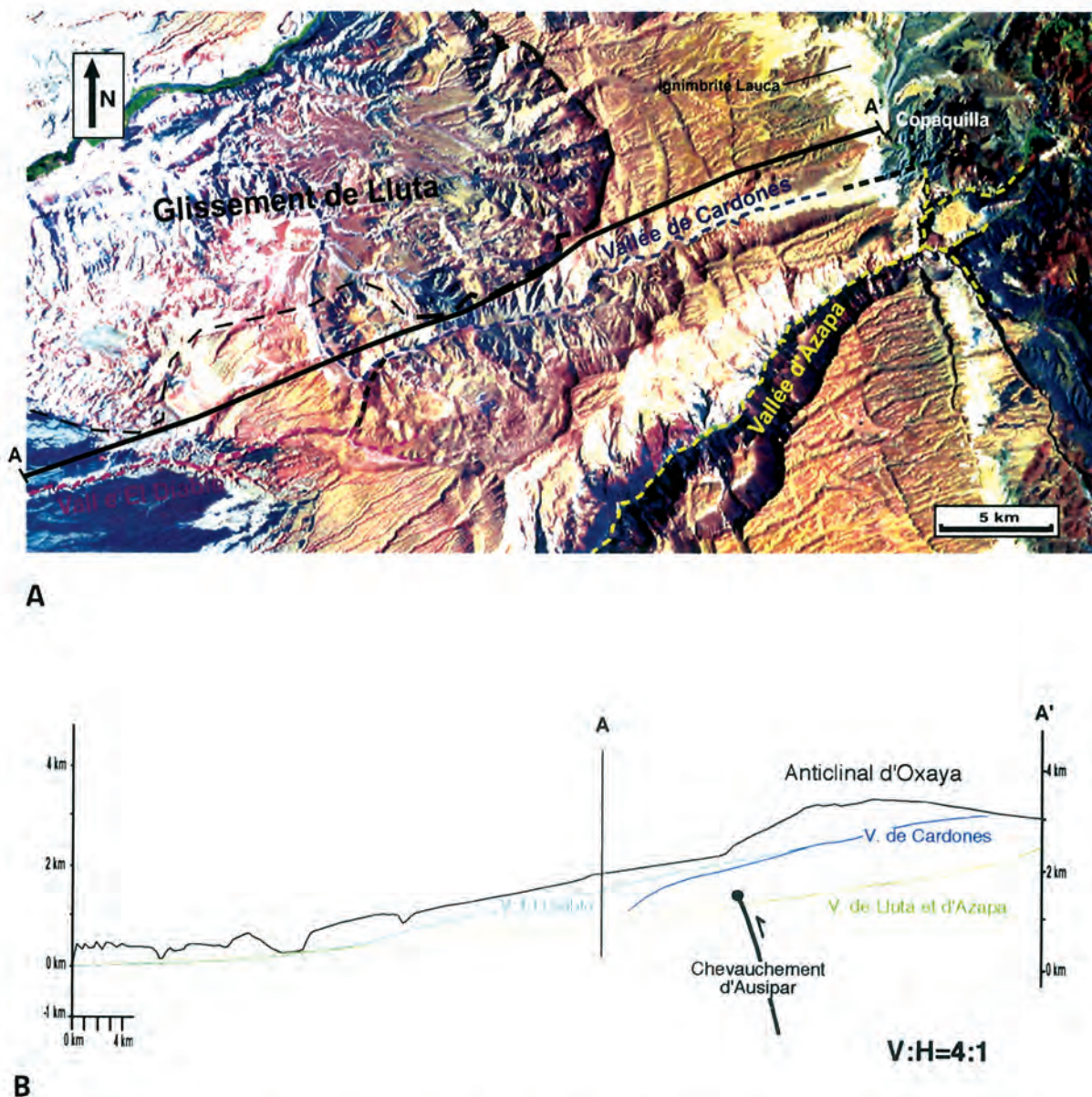


FIG. 10— A : Image satellite LANDSAT de la région de la vallée de Cardones et du glissement de Lluta. On observe la double capture de la vallée, liée à la déformation de l'anticlinal d'Oxaya ; les lignes tiretées noires fines montrent les anciens cours de la vallée de Cardones.

B : Profil en long des vallées El Diablo et Cardones. On observe le niveau d'incision fossile comparé avec l'incision des vallées Lluta et Azapa.

CHAPITRE 3 : SUBSTRATUM PRÉ-OLIGOCÈNE ET HÉRITAGE TECTONIQUE

1- INTRODUCTION

Dans la région d'Arica, la série oligo-néogène, étudiée en détail dans ce travail, repose en discordance angulaire sur un substratum d'âge précambrien à paléocène, qui enregistre plusieurs phases de déformation. Ce substratum affleure de façon restreinte dans la région d'Arica, occupant moins le 10% de la superficie (Fig. 11; García *et al.*, 2002). Il est bien exposé dans la Cordillère de la Côte [Cecioni et García, 1960 ; Levi *et al.*, 1963 ; Salas *et al.*, 1966 ; Tobar *et al.*, 1968]. Vers l'Est, il n'est exposé qu'au fond des vallées profondes qui traversent la Précordillère [Salas *et al.*, 1966 ; Muñoz *et al.*, 1988] ou dans de petits blocs dans la bordure ouest de la Cordillère Occidentale [Pacci *et al.*, 1980 ; Basei *et al.*, 1996 ; Lucassen *et al.*, 2000 ; Wörner *et al.*, 2000a]. La Cordillère de la Côte permet un accès aux structures pré-oligocènes, cependant, dans ce travail, leur caractérisation n'est pas détaillée. Dans ce chapitre, on décrit la structure crétacé-éocène de tout l'«Altiplano» des Andes Centrales (Sud du Pérou, Bolivie et Nord du Chili), ainsi que les matériaux et la structure jurassiques-éocène de la région d'Arica, pour mettre en évidence le rôle de l'héritage tectonique dans la déformation oligo-néogène d'Arica.

2- STRUCTURE PRÉ-OLIGOCÈNE DE L'«ALTIPLANO»

Avant la période orogénique oligo-néogène (27-0 Ma ; Phase «Quechua»), l'«Altiplano» connaît un régime de relative quiescence tectonique (35-27 Ma). Celui-ci a été précédé par une importante phase de déformation compressive et trans-pressive [Phase «Incaïque» ; Steinmann, 1929] de l'Eocène moyen-supérieur [45-35 Ma ; Audebaud *et al.*, 1973 ; Maksae, 1979 ; 1990 ; Sébrier *et al.*, 1988 ; Noblet *et al.*, 1996 ; Lamb *et al.*, 1997 ; Sempéré *et al.*, 1997 ; Horton *et al.*, 2001]. L'orogénèse incaïque a affecté essentiellement la région qui occupe aujourd'hui la Cordillère Occidentale (Sud du Pérou et Nord du Chili). Au Nord d'Arica, au Centre et au Sud du Pérou, les structures incaïques majeures ont une direction NW-SE. Dans la Précordillère et la Dépression Centrale, ces structures constituent des plis et des flexures faibles, ainsi que des chevauchements subverticaux, assez espacés et à vergence variable [Audebaud *et al.*, 1973 ; Noble *et al.*, 1979 ; Huaman, 1985]. Dans la Cordillère Occidentale, en revanche, s'est développé une importante ceinture de plis et chevauchements à vergence Est [Système de Maraño ; Mégard, 1984]. En ce qui concerne l'extrémité Sud du Pérou, les travaux récents sur la géométrie de la déformation «incaïque» sont rares, en partie parce que les séries déformées sont mal exposées et que les structures ont été reprises dans l'orogénèse «Quechua» [Mégard, 1984].

Au Sud d'Arica, entre Iquique et Antofagasta, les structures pré-oligocènes majeures correspondent à des décrochements N-S, d'âge incaïques et pré-incaïques. Ils sont liés à deux systèmes orogéniques majeurs, qui ont eu une activité contemporaine de celle des différents arcs magmatiques pendant le Méso-Cénozoïque [Scheuber et Reutter, 1992 ;

Scheuber *et al.*, 1994]. Dans la Précordillère, le Système de Failles de Domeyko (ou de Precordillera ou de la «Falla Oeste»), avec des mouvements transpressifs alternés (sénestre et dextre) et compressifs, représente une déformation incaïque éocène [Maksae, 1979 ; Reutter *et al.*, 1991, 1996 ; Mpodozis *et al.*, 1993 ; Tomlinson et Blanco, 1997]. Dans la Cordillère de la Côte, les décrochements du Système de Failles d'Atacama ont des mouvements principaux sénestres d'âge crétacé inférieur [Hervé, 1987a ; Scheuber et Andriessen, 1990 ; Scheuber et González, 1999]. Ce système montre des réactivations néogènes mineures, soit en failles inverses [González et Carrizo, 2000], soit en failles normales [Hervé, 1987b ; Niemeyer *et al.*, 1996 ; González et Carrizo, 2000], soit encore en décrochements sénestres [Armijo et Thiele, 1990 ; Niemeyer *et al.*, 1996].

3- LES UNITÉS PRÉ-OLIGOCÈNES D'ARICA

Dans la région d'Arica, on peut distinguer deux domaines de substratum pré-oligocène : un oriental, dans la Cordillère Occidentale, d'âge précambrien-paléozoïque, et un occidental, dans la Précordillère, la Dépression Centrale et la Cordillère de la Côte, d'âge mésozoïque-paléocène. Le substratum du domaine oriental est plus soulevé (exhumé) que le substratum du domaine occidental.

Le substratum du domaine oriental (Pc-Pz) est formé par l'unité la plus ancienne de toute la région étudiée, le Complexe Métamorphique de Belén [CMB ; Montecinos, 1963 ; Salas *et al.*, 1996 ; Pacci *et al.*, 1980 ; Damm *et al.*, 1990 ; García, 1996 ; Basei *et al.*, 1996 ; Lucassen *et al.*, 2000 ; Wörner *et al.*, 2000a]. Ce complexe affleure dans trois petites écaïles (20 km² au total), orientées N-S, dans le Système de Chevauchement de Belén (chap. Déformation). Il est formé de schistes, orthogneiss, amphibolites et serpentinites, qui sont généralement imbriqués et en contact tectonique. Ils sont recoupés par des filons basiques et aplitiques, et localement par un gabbro (à Pachama). Le CMB a été l'objet de nombreuses datations géochronologiques (U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd, Ar-Ar et K-Ar). Ces âges varient de 1.500 à 500 Ma (Précambrien-Cambrien) pour le métamorphisme, et on reconnaît des événements intrusifs et thermiques plus jeunes, entre 500 et 360 Ma (Ordovicien-Dévonien) [Pacci *et al.*, 1980 ; Mpodozis *et al.*, 1983 ; Basei *et al.*, 1996 ; Lucassen *et al.*, 2000 ; Wörner *et al.*, 2000]. Le CMB est considéré comme faisant partie du Massif d'Arequipa [eg. Dalziel et Forsythe, 1985 ; Tosdal *et al.*, 1994]. Le CMB est localement surmonté en discordance, par quelques petits affleurements de sédiments marins, qui contiennent des fossiles d'âge probable carbonifère-permien [Lezaun, 1997].

Le substratum du domaine occidental (Mz-Pal) est formé par des unités magmatiques et sédimentaires d'âge jurassique à paléocène, qui résultent de l'activité d'arcs volcaniques successifs superposés, et qui ont progressivement migré vers l'Est. Dans la Cordillère de la Côte, ce substratum est constitué par : la Formation Camaraca, la Formation Los Tarros, les Intrusifs du Jurassique moyen-supérieur, et la Formation Atajaña. Dans la Dépression

Centrale-Précordillère, il est représenté par : la Formation Suca, les Intrusifs du Crétacé inférieur, la Formation Livilcar et les Intrusifs du Crétacé supérieur-Paléocène.

La Formation Camaraca [Salas *et al.*, 1966] est une série volcanique et sédimentaire, marine, d'âge jurassique moyen. Elle est assimilée, dans ce travail, aux formations Caleta Ligate [Bajocien moyen, sédimentaire marin; Cecioni et García, 1960], Camaraca [Bajocien supérieur-Callovien, volcanique et sédimentaire marin; Salas *et al.*, 1966], Cuya [Bajocien supérieur-Callovien inférieur, volcanique et sédimentaire marin; Cecioni et García, 1960], El Morro [Callovien, volcanique et sédimentaire marin; Cecioni et García, 1960] et Chiza [Callovien, sédimentaire marin; Cecioni et García, 1960]. La base de la Formation Camaraca n'affleure pas. La série montre un dispositif monoclinale incliné à l'Est.

Elle est formée par au moins 4.000 m d'andésites et de dacites, avec localement des structures en "pillows", et des intercalations de calcaires, grès et silts. Le matériel paléontologique retrouvé dans les intercalations sédimentaires, indique un âge bajocien-callovien [Stehn, 1923; Cecioni et García, 1960; Salas *et al.*, 1966].

La Formation Los Tarros [Cecioni et García, 1960] est une série sédimentaire marine, du Jurassique supérieur. Elle repose en concordance sur la Formation Camaraca. La série est formée par des grès, calcaires et argiles, de couleur grise, marron et noire, avec des intercalations d'andésites. Les fossiles retrouvés indiquent un âge oxfordien [Cecioni et García, 1960; Salas *et al.*, 1966; Tobar *et al.*, 1968]. Les formations Camaraca et Los Tarros sont recoupées par des monzodiorites quartzifères et granodiorites (à hornblende, biotite et pyroxènes) du Jurassique moyen-supérieur [164-143 Ma; Table.1; Levi *et al.*, 1963; ce travail] et par des nombreux filons et corps subvolcaniques.

TABLE 1— Ages K/Ar, Ar/Ar et U/Pb du Mésozoïque-Paléocène.

N° d'échantillon	Localisation	Long. W / UTM E	Lat. S / UTM N	Lithologie	Méthode	Matériel	% K	Age (Ma)	Erreur $\pm 2\sigma$	Référence	Commentaire stratigraphique
Intrusifs du Jurassique moyen-supérieur											
Chile 34	NE Cuya (Chuquichambe)	387.4	7889.8	Granodiorite	K-Ar	Biotite		150	± 7	Levi et al. (1963) ce travail	
					K-Ar	Hornblende		143	± 5		
MAL-71	Cuya	378.3	7882.05	Granodiorite	K-Ar	Hornblende	6.591	164	± 4		
Formation Suca											
MAL-8	Conanoxa	396.55	7894.1	Andésite	Ar-Ar K-Ar	Plagioclase Roche totale	2.16	xxx 87	$\pm xx$ ± 3	ce travail	Age minimum
MAL-104	E Taltape	416.05	7897.8	Filon andésitique	K-Ar	Roche totale	1.115	85	± 4	ce travail	Age minimum
MAL-7	Conanoxa	394.1	7892.9	Filon andésitique	K-Ar	Roche totale	1.197	88	± 3	ce travail	Age minimum
Intrusifs du Crétacé inférieur											
MAL-13	Taltape	414.75	7898.1	Monzodiorite quartz.	U-Pb	Zircon		98.7	± 0.1	ce travail	
Intrusifs Liuta-Esquiña											
MAL-117	Mina Campanane	426.7	7975.25	Monzodiorite quartz.	K-Ar U-Pb	Biotite Zircon	7.335	54.5 55-57	± 1.3 $\pm xx$	ce travail	Age minimum (bi secondaire)
NMG-435-3	Oda. Liuta	433	7980	Granite	K-Ar	Biotite	4.977	63.6	± 2.3	Muñoz (com. pers)	Age minimum (K bas)
NMG-434-2	Oda. Liuta	424	7976	Diorite	K-Ar	Biotite	5.736	64.4	± 2.0	Muñoz & Charrier (1996)	Age minimum (K bas)
NMG-434-1	Ppa. T. Muerto	416	7959	Diorite	K-Ar	Biotite	6.973	64.5	± 1.8	Muñoz (com. pers)	
MAL-157	Oda. Cardones	416.05	7958.95	Monzodiorite quartz.	K-Ar	Biotite	6.208	66	± 2	ce travail	
MAL-2	Esquiña	448.15	7905.3	Monzodiorite quartz.	U-Pb	Zircon		60.6	± 0.2	ce travail	
Formation Azapa											
MAL-179	SW Pachica	433.15	7907.1	Dacite (claste)	K-Ar	Roche totale	3.09	60	± 2	ce travail	Claste dans la formation

L'âge des unités magmatiques a été établi grâce à près de 120 nouvelles déterminations radio-chronologiques. Ces données comprennent 90 datations K-Ar (50 sur biotite, 35 sur roche totale et 5 sur feldspaths), 15 datations Ar-Ar (14 sur biotite, 1 sur sanidine) et 5 datations U-Pb (sur zircon) présentés dans les tables 1 à 7. Les données K-Ar sont compilées et comparées avec près de 100 datations obtenues antérieurement (Mortimer *et al.*, 1974; Naranjo et Paskoff, 1985; Wörner *et al.*, 1988; Aguirre, 1990; Muñoz et Charrier, 1996; García, 1996; Parraguez, 1998; Riquelme, 1998; Wörner *et al.*, 2000). Les datations K-Ar ont été réalisées au Laboratoire du SERNAGEOMIN (Chili), les Ar-Ar au laboratoire de l'Université de Nice (France) et les U-Pb au laboratoire du Geological Survey of Canada. Classiquement, les datations Ar-Ar et U-Pb sont plus précises (erreurs de $\pm 0,05$ à $\pm 0,3$ Ma) que les K-Ar (erreurs de $\pm 0,6$ à $\pm 1,5$ Ma). En général, les datations U-Pb sont très fiables comme âges d'extrusion puisque le zircon n'est pas affecté par l'altération. Quand il s'agit des roches fraîches, les datations Ar-Ar et K-Ar sur minéraux sont plus fiables que sur roche totale. Cela est dû à l'hétérogénéité du matériel daté, et de plus, dans la méthode K-Ar au fait que les analyses de K et d'Ar sont réalisées de façon séparée. Par ailleurs, les minéraux à dater doivent être relativement riches en potassium; plus le minéral contient K, plus fiable est la datation. Par ordre d'abondance décroissante en potassium, on peut signaler : la sanidine (5,5-10% de K), la biotite (6,5-8%), l'amphibole (<2%) et le plagioclase (<1%).

Pour les ignimbrites, les âges K-Ar sur biotite sont en général très compatibles avec la stratigraphie et les âges Ar-Ar et U-Pb. On les considère donc comme des âges fiables d'extrusion. Cependant, quelques problèmes analytiques mineurs peuvent se présenter lorsque les ignimbrites, qui contiennent souvent de fragments lithiques, présentent de la biotite plus ancienne (xenocrystal). Dans ce cas, l'échantillonnage et la séparation minérale sont fondamentaux pour obtenir un âge fiable.

Dans la Formation Suca, les âges K-Ar sur roche totale à ~88-85 Ma, sont considérés comme minimaux à cause d'un possible perte d'Argon radiogénique, relativement normale dans le matériel daté (dans ce cas-là, la roche totale). Dans les intrusifs, les âges U-Pb sur zircon et K-Ar sur biotite et sur hornblende, sont considérés comme des âges fiables de cristallisation. Un échantillon d'un pluton du Crétacé supérieur-Paléocène, provenant de la Mine Campanane, a produit un âge K-Ar, sur biotite "fine" recristallisée, à ~55 Ma, interprété comme âge d'altération.

La Formation Atajaña [Cecioni et García, 1960] correspond à une série sédimentaire continentale, d'âge jurassique supérieur-crétacé inférieur. Elle repose en discordance sur les formations Camaraca et Los Tarros, et sur les Intrusifs du Jurassique moyen-supérieur. Dans la région d'Arica, son épaisseur atteint 800 m ; elle est formée de conglomérats alluviaux, et d'intercalations de grès et d'argiles. L'encadrement stratigraphique régional (Arica-Iquique) de la Formation Atajaña indique un âge oxfordien supérieur-néocomien [Cecioni et García, 1960].

La Formation Suca [Cecioni et García, 1960] correspond à une série volcanique continentale, d'âge crétacé inférieur. Elle est formée par au moins 2.500 m d'andésites, et d'intercalations de grès et d'argiles, qui sont recoupés par des filons andésitiques. Une andésite et deux filons andésitique-basaltiques ont fourni des âges (K-Ar sur roche totale, interprétés comme des âges minimaux), très proches, de 85 à 88 Ma (Table 1). Les formations Suca et Atajaña sont recoupées par des monzodiorites quartzifères et des granodiorites (à amphibole et pyroxènes), ainsi que des filons et corps subvolcaniques, du Crétacé inférieur. A Taltape, un âge de cristallisation (U-Pb sur zircon) de 98.7 ± 0.1 Ma (Table 1) a été obtenu sur une monzodiorite de ce groupe. Près d'Azapa, un de ces intrusifs a fourni un âge K-Ar à 92.7 ± 2.3 Ma [Kohler, 1999].

La Formation Livilcar [Muñoz et al., 1988] correspond à une série sédimentaire essentiellement marine, du Jurassique-Crétacé inférieur. Elle est modérément à fortement plissée ; ni la base ni le sommet ne sont visibles. La Formation Livilcar est constituée par au moins 1.800 m de paraconglomérats, grès, calcaires et argiles, avec des intercalations de gypse, coquilles et tufs rhyolitiques. Des fossiles indiquent un âge lias-néocomien inférieur [Muñoz et al., 1988]. La formation est recoupée par les Intrusifs de Lluta-Esquiña [Salas et al., 1966] du Crétacé supérieur-Paléocène. Ces intrusifs correspondent à un grand volume (~150 km² exposés) de granodiorites et monzodiorites-monzonites quartzifères (à hornblende, biotite et pyroxènes), exposées dans les vallées de Lluta, Cardones, Azapa et Camarones.

Les datations radiochronologiques et l'extension géologique permettent de distinguer plusieurs corps intrusifs d'âge compris entre 66 et 54 Ma. Dans la Mine Campanane (vallée de Lluta) on a obtenu un âge de cristallisation (U-Pb sur zircon) à 55-57 Ma et un âge d'altération (K-Ar sur biotite recristallisée) à 54.5 ± 1.3 Ma (Table 1). Ces valeurs très proches, indiquent que les événements de cristallisation et d'altération ont été presque simultanés. Dans les vallées de Lluta et Cardones, 4 datations (K-Ar sur biotite) se situent entre 66 et 64 Ma [Table 1 ; Muñoz et Charrier, 1996 ; ce travail]. A Esquiña, on a obtenu, un âge de cristallisation (U-Pb sur zircon) à 60.6 ± 0.2 Ma (Table 1).

4- LA STRUCTURE PRÉ-OLIGOCÈNE D'ARICA

A la bordure ouest de la Cordillère Occidentale, le substratum oriental est formé de roches métamorphiques (CMB) qui montrent une foliation principale moyenne assez régulière (N20W/55E) et légèrement plissée [García, 1996]. Cette foliation est parallèle aux failles miocènes qui font remonter le CMB. Il est donc possible qu'existe un contrôle de la structure interne du socle sur la géométrie et la distribution des failles miocènes [García, 1996] ou une accommodation structurale locale.

Le substratum occidental présente une structure relativement simple, observée dans la Cordillère de la Côte et dans la Précordillère. Dans la Précordillère, le Jurassique-Crétacé inférieur (Formation Livilcar) est moyennement à fortement plissé ; les axes des plis ont une direction NNW-SSE et NNE-SSW. Dans la vallée d'Azapa, le Chevauchement Livilcar [Muñoz et al., 1988], de direction NNE-SSW et fort pendage ouest, est aveugle et lié au plissement (Coupe B ; Fig. 49). Cette faille pourrait avoir aussi une composante décrochante en raison de son fort pendage. Le plissement, qui n'implique pas la Formation Oxaya, a donc un âge crétacé «moyen» à oligocène inférieur. Dans la vallée de Lluta, on observe dans les Intrusifs du Crétacé supérieur-Paléocène une zone, de failles parallèles subverticales de direction N15E large de près de 2 km. Elles montrent systématiquement des stries subhorizontales indiquant que leur mouvement était décrochant. Ces failles ne recoupent pas la Formation Oxaya (Coupe A ; Fig. 48), elles ont donc un âge éocène-oligocène inférieur.

Dans la Cordillère de la Côte, les séries mésozoïques se disposent de façon principalement monoclinale, à pendage Est variable entre 10 et 50°. Elles présentent deux discordances angulaires dans la période Jurassique supérieur-Crétacé inférieur ; elles sont recoupées par un système de failles subverticales de direction NE-SW et N-S. Dans la vallée de Camarones, une faille de direction NE-SW montre des stries subhorizontales qui indiquent un mouvement dextre. Tous les décrochements NE-SW et N-S, ainsi que les discordances dans le Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, peuvent être liés à la déformation du grand Système de Failles d'Atacama, de direction globale N-S et de mouvement sénestre d'âge crétacé inférieur [Hervé, 1987a ; Scheuber et Andriessen, 1990 ; Scheuber et González, 1999]. Les décrochements NE-SW, entre les vallées de Vitor et Camarones, pourraient former un duplex secondaire du système N-S majeur sénestre, ce qui implique que leur mouvement dextre serait compatible avec une structure de type «domino». Ces décrochements anciens ont été réactivés en failles à mouvement vertical mineur affectant les dépôts oligo-miocènes (voir Déformation oligo-néogène).

CHAPITRE 4 : STRATIGRAPHIE OLIGO-NÉOGÈNE

1- INTRODUCTION

Dans la région d'Arica, les produits volcaniques et sédimentaires continentaux, oligo-néogènes, forment une série très étendue, recouvrant à peu près 90% de la superficie [Salas *et al.*, 1966 ; Tobar *et al.*, 1968 ; Vogel et Vila, 1980 ; Wörner *et al.*, 1988 ; 2000b ; Kött *et al.*, 1995 ; Muñoz et Charrier, 1996 ; García, 1996 ; Riquelme, 1998 ; Parraguez, 1998] (Fig. 11 et 12 ; Garcia *et al.*, 2002). Son épaisseur est très variable, en moyenne proche de 2.000 m ; elle est maximale dans la Cordillère Occidentale (jusqu'à 5.000 m) et s'amincit vers l'Ouest, dans la Cordillère de la Côte (0 à 200 m). A l'Ouest, cette série oligo-néogène est essentiellement sédimentaire, peu déformée, et repose en discordance angulaire sur le Mésozoïque. A l'Est, la série est essentiellement volcanique, localement assez déformée, et repose en discordance sur le Précambrien-Mésozoïque. Aucune unité d'âge éocène n'a été reconnue dans la région. Dans l'Oligo-Néogène, on distingue plusieurs séquences qui s'organisent en quatre périodes principales : l'Oligocène, l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur, le Miocène moyen-supérieur et le Pliocène-Quaternaire. La Fig. 12 résume le schéma stratigraphique proposé pour l'Oligo-Néogène de la région. Le volcanisme d'arc oligo-néogène dans toutes les Andes Centrales a un volume important [eg. Thorpe *et al.*, 1982 ; Sébrier et Soler, 1991], lorsque la convergence entre les plaques de Nazca et Sudaméricaine s'est accéléré à partir de ~27 Ma [Pilger, 1984 ; Pardo-Casas et Molnar, 1987 ; Somoza, 1998].

Le détail de la distribution des faciès sédimentaires dans un environnement volcanique est généralement complexe [eg. Elgueta *et al.*, 1999 ; Yagishita et Komori, 2000]. Cette complexité est illustrée par la Fig. 13 correspondant à un modèle proposé récemment pour des bassins dans l'arc volcanique miocène du Chili Central [~33°S ; Elgueta *et al.*, 1999]. On distingue les faciès volcaniques distaux à proximaux, et les faciès sédimentaires, détritiques et lacustres, associés. Dans ce chapitre, on décrit la distribution spatiale, la composition, l'environnement de dépôt et l'âge (essentiellement radio-chronologique) des matériaux qui forment la série oligo-néogène de la région d'Arica. La caractérisation pétrographique et géochimique des unités volcaniques sera présentée à part dans le chapitre 5.

2- L'OLIGOCÈNE-MIOCÈNE SÉDIMENTAIRE DE LA CORDILLÈRE DE LA CÔTE

Il s'agit de dépôts essentiellement détritiques, semi-consolidés, qui remplissent les dépressions intra-montagneuses de la Cordillère de la Côte (Carte géologique hors texte). Dans la bordure orientale de la Cordillère de la Côte, au Sud-Est d'Arica, ils s'intercalent avec les formations Azapa, Oxaya et El Diablo de la Dépression Centrale. Les dépôts de la Cordillère de la Côte sont peu épais (200 m maximum), subhorizontaux, et constitués de grès, graviers moyens et fins, et silts, de couleur marron, grise et jaune, avec des intercalations très locales de tufs et de sel.

Ils forment des séquences bien stratifiées et finement litées, en couches tabulaires ou lenticulaires d'épaisseur décimétrique. Les dépôts détritiques sont mal classés, immatures, formés par des clastes subanguleux ; ces clastes sont constitués de roches volcaniques, intrusives et sédimentaires, mésozoïques, provenant de la Cordillère de la Côte. Des dépôts associés à des flux de débris et boueux sont interstratifiés. L'ensemble des caractéristiques sédimentologiques indique un environnement de dépôt alluvial proximal et localement colluvial distal. Les tufs intercalés, sont à cendres, cristaux (de quartz, sanidine, plagioclase, biotite et amphibole) et fragments lithiques. Ils sont fins, non soudés, et représentatifs des faciès volcaniques distaux. Ils ont fourni trois âges radiométriques (K-Ar sur biotite) : $21,2 \pm 0,5$ Ma au SE d'Arica, $21,8 \pm 0,8$ Ma au S de la vallée de Vitor, et $25,5 \pm 0,8$ Ma dans la vallée de Camarones (Table 2). Immédiatement au Sud de la région étudiée, dans les sédiments intra-Cordillère de la Côte de Pisagua, une intercalation d'ignimbrite a été datée à $21,8 \pm 0,6$ Ma [Mortimer *et al.*, 1974 ; recalculé par Naranjo et Paskoff, 1985]. Ces âges et la composition des tufs sont identiques à ceux de la Formation Oxaya, montrant qu'ils sont équivalents. Les sédiments de la Cordillère de la Côte caractérisent donc la même période d'accumulation oligocène-miocène que les dépôts de la Dépression Centrale (formations Azapa, Oxaya et El Diablo). Dans la Cordillère de la Côte, la sédimentation a cependant été plus lente, associée à des reliefs plus bas et à des précipitations moindres.

La distribution des bassins intramontagneux oligo-miocènes de la Cordillère de la Côte est en partie contrôlée par la présence des décrochements N-S et NE-SW dans le substratum, qui ont eu une réactivation néogène faible (voir chap. Déformation).

3- L'OLIGOCÈNE SÉDIMENTAIRE DE LA DÉPRESSION CENTRALE

3.1- L'Oligocène inférieur-moyen : Formation Azapa

La Formation Azapa [Salas *et al.*, 1966 ; Tobar *et al.*, 1968 ; Vogel et Vila, 1980 ; Parraguez 1998] est une série sédimentaire déritique continentale, subhorizontale. Elle repose en discordance angulaire sur le substratum mésozoïque-paléocène, remplissant une paléo-Dépression Centrale (Fig. 15A), dont la superficie était peu accidentée [Choja Pediplain de Galli, 1967, ou Coastal Tarapacá Pediplain de Mortimer et Saric, 1972]. Vers le haut, elle est surmontée en concordance et graduellement par la Formation Oxaya de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur (Fig. 14, col. 5, 10, 11). La formation, d'après la définition et la cartographie originale [Salas *et al.*, 1966], affleure au fond des vallées qui traversent la Dépression Centrale (Lluta, El Diablo, Azapa, Vitor et Camarones). Dans ce travail, pour simplifier la cartographie, le sommet de la Formation Azapa est considéré comme le premier niveau d'ignimbrites de la Formation Oxaya.

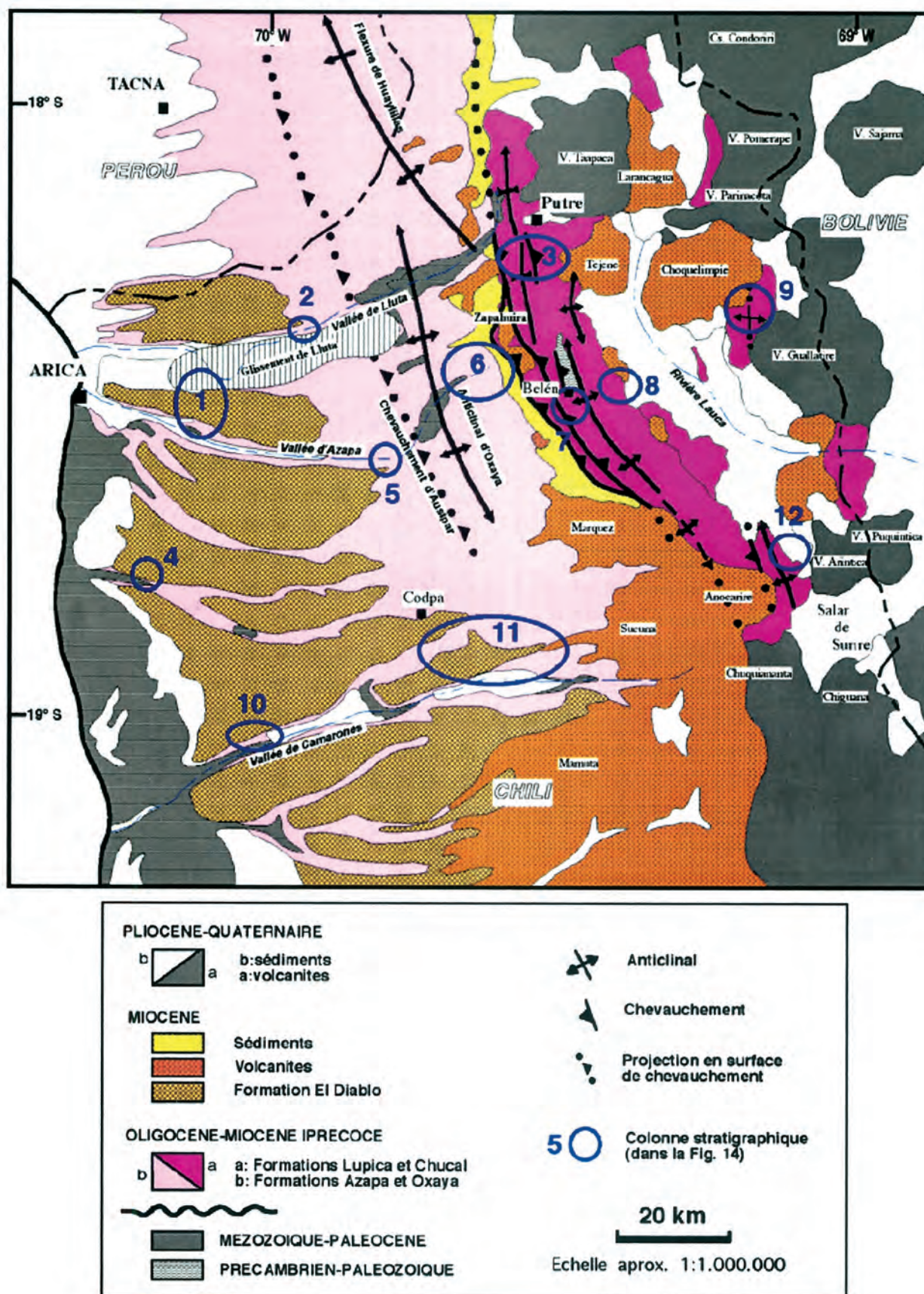


Fig. 11– Carte géologique simplifiée de la région d' Arica, montrant la distribution des unités oligo-néogènes principales et du substratum (adaptée de Garcia *et al.*, 2002).

Les colonnes lithostratigraphiques de la fig. 14 sont localisées.

Celui-ci est daté à ~24 Ma (Ignimbrite Poconchile) dans les vallées de Lluta, El Diablo et Azapa, à ~20 Ma (Ignimbrite Oxaya) dans la vallée de Vitor, et à ~25 Ma dans la vallée de Camarones (Fig. 14).

Dans la vallée d'Azapa (région d'Ausipar; Fig. 14, col. 5), la formation est bien développée, mais la base n'étant pas exposée. Elle atteint une épaisseur minimale de ~300 m. À l'Est, elle est recoupée par le Chevauchement d'Ausipar (chap. Déformation) (Fig. 15A). Dans la vallée de Camarones (Fig. 14, col. 10 et 11), localité de Taltape-Guancarane (partie centro-sud de la Dépression Centrale), la formation atteint l'épaisseur maximale de ~500 m. Vers l'Est comme vers l'Ouest, elle recouvre en «on-lap» le substratum mésozoïque. La Formation Azapa est constituée de conglomérats grossiers et moyens, de grès et de silts, semiconsolidés. L'ensemble forme des séquences monotones, bien stratifiées en couches continues tabulaires ou lenticulaires, d'épaisseur métrique à centimétrique. Les conglomérats, de couleur verte, marron et grise, avec intercalations de grès et silts, sont présents à l'ENE, tandis que les grès et les silts, de couleur rouge, marron, grise et violette, avec intercalations de conglomérats fins, sont dominants à l'WSW. Dans les dépôts on observe des paléochenaux d'échelle métrique à centimétrique. Les clastes sont moyennement classés et souvent imbriqués. Ils sont bien à moyennement arrondis, régulièrement sphériques et souvent jointifs («clast-supported»). Dans les grès on observe parfois des stratifications entrecroisées. Des niveaux associés à des flux de débris et boueux sont interstratifiés. Les dépôts de la Formation Azapa sont polygéniques, avec une prédominance de clastes volcaniques (du Paléogène ?), d'intrusifs (du Crétacé supérieur-Paléocène) et de roches métamorphiques (Précambrien-Paléozoïque). Cinq échantillons de grès, étudiés en lames minces, occupent le champ des litharenites, où les lithiques sont toujours volcaniques [Folk *et al.*, 1970 ; Fig. 17]. Ces grès sont cimentés par de la calcite ou du gypse.

Les caractéristiques sédimentologiques (granulométrie, structures sédimentaires, classement, degré d'émoussé des clastes, etc.) de la Formation Azapa, montrent un environnement de dépôt fluviale : à l'Est, les faciès sont proximaux associés à des éventails coalescents de rivières divagantes et/ou à des «braided-streams», tandis qu'à l'Ouest les faciès sont distaux associés à des plaines d'inondations alluviales-fluviales. Des mesures d'imbriation de clastes dans les conglomérats des vallées d'Azapa [Parraguez, 1998] et Camarones, indiquent que les paléocourants venaient du N, du NE et de l'E avec une direction moyenne à N220° (Fig. 15B et 16). Cette direction générale des paléocourants est compatible avec la diminution vers le SW de la granulométrie. La dispersion sur le diagramme stéréographique (Fig. 15B), est due à une sinuosité normale de rivières en régimes plus ou moins stable des plaines fluviales-alluviales.

Age et implications sédimentaires

La Formation Azapa n'a pas fourni de fossiles et ne contient pas d'intercalations volcaniques permettant de la dater. La position stratigraphique, régionalement en concordance sur les intrusifs du Crétacé supérieur-Paléocène

(66-54 Ma) et en concordance graduelle sous la Formation Oxaya de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur (26-19 Ma), permet de lui assigner un âge Paléogène au sens large (post-54 et pre-26 Ma). Dans la partie moyenne sud-orientale de l'unité, nous avons daté (K-Ar en roche totale) un claste volcanique (d'un dôme dacitique) à $59,9 \pm 2,0$ Ma, indiquant un âge maximum paléocène supérieur (post-60 Ma) pour le dépôt de la Formation Azapa. Sachant que la partie inférieure de la Formation Oxaya montre des dépôts très similaires à ceux de la Formation Azapa, et que l'on dispose des données permettant de calculer des taux de sédimentation, on peut extrapoler ces valeurs à la Formation Azapa.

Ainsi, pour les colonnes de Molinos et d'Azapa-Poconchile (Fig. 14), entre les tufs datés à ~24 et ~20 Ma (voir Formation Oxaya ; âges moyens ; Table 2), le taux de sédimentation est de 30 et 33 m/Ma, respectivement. Pour la colonne de Codpa-Esquiña (Fig. 14), entre les tufs datés à 25,5 et 20 Ma (âges moyens ; Table 2), le taux de sédimentation est de 24 m/Ma. Dans la région de Camiña, 125 km au Sud-Est d'Arica, Naranjo et Paskoff [1985] ont calculé un taux de sédimentation de 30 m/Ma pour la Formation Oxaya supérieure, entre deux tufs datés à ~21 et ~17 Ma [Mortimer *et al.*, 1974]. Ainsi, le taux de sédimentation moyen est de l'ordre de 30 m/Ma.

Si l'on considère que les conditions de sédimentation pour les formations Azapa et Oxaya, en contact concordant et graduel, ont été similaires, les ~500 m d'épaisseur maximum de la Formation Azapa ont pu être déposés en ~16 Ma ; la base de cette formation pourrait être donc datée aux environs de 42 Ma (Eocène tardif). Cependant, en l'absence de certitude sur l'extrapolation des taux de sédimentation, on préfère considérer pour l'instant, de manière conservatrice, un âge oligocène inférieur-moyen (~34-26 Ma) pour la Formation Azapa.

Au Nord d'Arica, dans le piémont pacifique du Sud du Pérou, la Formation Azapa se corréle avec la Formation Moquegua supérieur attribuée à l'Oligocène supérieur [Mendivil et Castillo, 1960 ; Mendivil, 1970 ; Tosdal *et al.*, 1981 ; Huaman, 1985 ; Noble *et al.*, 1985 ; Marocco et Noblet, 1990]. Vers le Sud, comme aucune vallée profonde ne traverse la Dépression Centrale, on ne connaît pas de dépôts corrélables avec la Formation Azapa.

La Formation Azapa représente le remplissage molassique important d'un bassin fluvial-alluvial dans la paléo-Dépression Centrale (Fig. 15A). Les directions d'apports et la granulométrie montrent que les dépôts provenaient d'une proto-Cordillère Occidentale. Aucun dépôt lacustre n'a été observé sur les transects étudiés. Ceci suggère que les eaux transportant les sédiments traversaient localement la barrière de la Cordillère de la Côte et qu'elles se connectaient donc avec la mer vers l'Ouest. La Formation Azapa ne montre pas d'intercalations volcaniques, ni même de tuf distaux comme ceux de la Formation Oxaya (ci-dessous). Ceci implique que, dans la région d'Arica, l'arc oligocène (~35-26 Ma) ait été un arc «discret». Cela est en bon accord avec ce qui est observé dans le reste des Andes Centrales du Sud du Pérou [Clark *et al.*, 1990 ; Sébrier et Soler, 1991] et du Nord du Chili [Huete *et al.*, 1977 ; Hammerschmidt *et al.*, 1992].

EVOLUTION OLIGO-NÉOGÈNE DE L'ALTIPLANO OCCIDENTAL (NORD DU CHILI, ARICA)

N° d'échantillon	Sous-unité	Localisation	Long. W / UTM E	Lat. S / UTM N	Lithologie	Matériel	% K	Ar rad. (n/g)	%Ar Atm.	Age (Ma)	Erreur $\pm 2\sigma$	Age moyen	Commentaire	Référence
Formation Lupica occidentale														
MAL-133	Membre supérieur	W Lupica	445.95	7953.1	Dacite	Roche totale	2.768	2.01	8	18.6	± 0.6			ce travail
MAL-92	Membre supérieur	SW Pampa Itiza	469	7927.25	Dacite	Biotite	6.863	5.006	34	18.7	± 0.7			ce travail
753-G	Membre supérieur	E Socoroma	439.9	7980	Tuf à cristaux	Roche totale	3.548	1.877	31	13.6	± 0.5		Roche séricitisée, âge min	Billiton-SNGM (1996)
G-2	Membre supérieur	Qda Lupica	69°31.5'	18°30.1'	Ignimbrite	Biotite	7.52	5.474	38	18.6	± 0.7			Garcia (1996)
779-G	Membre supérieur	Pto. Chapquiña	449.95	7975.82	Tuf soudé	Biotite	6.902	5.053	47	18.7	± 0.9			Billiton-SNGM (1996)
MAL-136	Membre supérieur	Lupica	447.25	7953	Tuf à cristaux	Biotite	6.833	5.147	43	19.3	± 0.6			ce travail
MAL-114	Membre interm. (Ox)	N Zapahuira	437.65	7973.4	Tuf vitreux	Biotite	7.384	5.89	66	20.4	± 0.9			ce travail
MAL-140	Membre interm. (Ox)	N Lupica	446.65	7954.1	Ignimbrite	Biotite	6.845	5.507	42	20.6	± 0.6			ce travail
MAL-131	Membre interm. (Ox)	SW Belén	444.35	7956.4	Ignimbrite	Biotite	6.957	5.713	40	21	± 0.7			ce travail
R3171	Membre interm. (Ox)	E C° Anocarire	69°9.59'	18°45.51'	Tuf à cristaux	Roche totale	3.626	3.082	30	21.7	± 0.8			Riquelme (1996)
MAL-95	Membre interm. (Ox)	N C° Belén	7959.6	452.5	Ignimbrite	Biotite	6.013	4.848	29	20.6	± 0.9			ce travail
MAL-98	Membre interm. (Ox)	N C° Belén	7957.7	455.35	Ignimbrite	Feldspath *	2.948	2.650	47	22.4	± 1	#1		ce travail
NMG-409	Membre interm. (Ox)	NW Chucal	470	7941	Ignimbrite	Biotite	6.835	5.315	64	19.9	± 1.1			Muñoz & Charrier (1996)
MAL-49	Membre supérieur	NE C° Castilluma	488.85	7926.95	Tuf à cristaux	Biotite	6.122	5.377	25	22.5	± 0.6			ce travail
MAL-60	Membre supérieur	Pto. Castilluma	487.6	7923.8	Tuf à cristaux	Biotite	6.544	6.069	31	23.7	± 0.6			ce travail
G-21	Membre supérieur	S Belén	69°30.7'	18°28.8'	Ignimbrite	Biotite	6.75	6.1074	13	23.1	± 0.7			Garcia (1996)
MAL-59	Membre supérieur	NW C° Chucal	477.35	7932.15	Tuf à cristaux	Biotite	4.381	3.715	24	21.7	± 0.8		âge min (bas K)	ce travail
R4111	Membre supérieur	NE C° Anocarire	69°12.5'	18°43.65'	Andésite	Biotite	5.535	5.357	38	24.7	± 0.8		âge min (bas K) Ignimbrite probable	Riquelme (1996)
762-G	Membre inférieur ?	N C° Vilañuñumani	450.82	7985.97	Dacite	Roche totale	3.015	1.054	79	9.3	± 0.7	#1	Roche alunitisée, Z. A. Vilañuñumani, (âge min)	Billiton-SNGM (1996)
MAL-124	Membre inférieur	Ancache	434.95	7987.5	Andésite	Roche totale	1.512	1.153	18	19.5	± 0.7		âge min	ce travail
MAL-134	Membre inférieur	SW Belén	444.75	7957.3	Andésite	Roche totale	1.498	1.192	22	20.4	± 0.8		âge min inconsistant (bas ign de 23 Ma)	ce travail
MAL-123	Membre inférieur	W Socoroma	434.9	7981.8	Andésite	Roche totale	1.097	0.917	34	21.4	± 0.8			ce travail
							1.110	1.026	41	23.6	± 1	22.3 ± 0.9		
Formation Lupica orientale														
GAL-38		Cdn. Tancane	480.186	7964.26	Andésite	Roche totale	1.396	1.008	45	18.5	± 0.8		Andésite à px	ce travail
MAL-53		E Paquis	496.2	7935.95	Tuf à cristaux	Biotite	6.134	4.516	51	18.6	± 0.6			ce travail
AJ-051		S Chunaqará	69°10'36"	18°13'36"	Tuf soudé	Biotite	6.126	4.551	49	19	± 0.6		"Ignimbrite Chungara" (riolitica)	Aguirre (1990)
NMG-412		Gualitiri	471	7960	Ignimbrite	Roche totale	3.41	2.907	20	19.6	± 0.7			ce travail
GAL-35		C° Guane Guane	470.092	7991.894	Tuf soudé	Biotite	6.25	4.818	35	19.7	± 0.7			ce travail
MAL-54		E Paquis	499.65	7935.5	Andésite	Roche totale	1.862	1.599	42	22	± 0.8		probable âge min	ce travail
NMG-461		Churiguaya	481	7972	Ignimbrite	Roche totale	4.998	5.029	21	25.4	± 0.7			Muñoz & Charrier (1996)
							6.372	6.405	39	25.7	± 1.4			
Formation Oxaya														
MAL-141	Formation Oxaya ??	NW Tignamar	441.4	7951.8	Daciandésite	Biotite	6.814	5.146	65	19.5	± 0.7	#1	autre âge à 16,7 \pm 1,5	ce travail
							6.814	5.245	56					
MAL-115	Ignimbrite Sucuna	W Cdn. Quevique	431.7	7971.55	Tuf vitreux	Biotite	6.821	5.068	79	19	± 1.5			ce travail
MAL-130	Ignimbrite Sucuna	Ausipar Alto	411.55	7942.6	Tuf à cristaux	Biotite	7.22	5.416	61	19.2	± 0.8			ce travail
NP-33	Ignimbrite Sucuna	Timar	69°41.9'	18°44.6'	Tuf soudé	Biotite	6.028	4.545	54	19.3	± 0.8			Naranjo & Paskoff (1985)
MAL-82	Ignimbrite Sucuna	E Codpa	441.55	7917.85	Tuf à cristaux	Biotite	6.866	5.169	33	19.3	± 0.8			ce travail
GP-3	Ignimbrite Sucuna	Timar	69°49'	18°45.4'	Ignimbrite	Biotite	7.25	5.548	42	19.6	± 0.7			Parraguez (1998)
										Age moyen (bi)	19.3	± 0.8	#2	
GP-1	Ignimbrite Oxaya	Azapa	70°07.9'	18°30.5'	Ignimbrite	Biotite	7.117	5.691	42	20.5	± 0.6			Parraguez (1998)
MAL-109	Ignimbrite Oxaya	N Cuya	385.05	7889.85	Ignimbrite	Biotite	7.028	5.517	50	20.6	± 0.8	#1		ce travail
GP-2	Ignimbrite Oxaya	Azapa	70°07.9'	18°30.5'	Ignimbrite	Biotite	7.18	5.857	42	20.9	± 0.7			Parraguez (1998)
MAL-183	Ignimbrite Oxaya	Ausipar Alto	7942.5	411.85	Ignimbrite	Biotite	6.465	5.748	33	21.2	± 0.6			ce travail
							3.555	2.764	41	19.9	± 1.0			
MAL-180	Ignimbrite Oxaya	Qda. Vitor	7925.05	370.2	Ignimbrite	Biotite	7.034	5.866	46	21.3	± 0.7			ce travail
MAL-116	Ignimbrite Oxaya	NW Cdn. Quevique	427.25	7976.9	Tuf vitreux	Biotite	7.244	6.071	48	21.4	± 0.7			ce travail
G-46	Ignimbrite Oxaya	Copaquilla	69°37.3'	18°23.6'	Ignimbrite	Biotite	6.231	5.272	54	21.6	± 0.6			Garcia (1996)
CM-6	Ignimbrite Oxaya	W Camiña	69°31'	19°21'	Ignimbrite	Biotite	7.07	6.006	16	21.7	± 0.6			
MAL-37	Ignimbrite Oxaya	Conanoxa	395.35	7985.4	Tuf à cristaux	Biotite	6.743	5.808	50	22	± 0.9			ce travail
MAL-1	Ignimbrite Oxaya	S Codpa	427.25	7913.9	Tuf à cristaux	Biotite	5.998	5.216	58	22.2	± 0.9			ce travail
										Age moyen (bi)	21.3	± 0.7	#2	
MAL-155	Ignimbrite rose	S Estación Central	399.7	7969.3	Ignimbrite	Biotite	6.907	6.053	38	22.4	± 0.7			ce travail
MAL-145	Ignimbrite rose	NE Livillar	426.15	7959.2	Ignimbrite	Biotite	6.911	6.212	34	23	± 0.6	#2		ce travail
										Age moyen (bi)	22.8	± 0.6		
MAL-150	Ignimbrite Cardones	E Molinos	403.75	7969.35	Ignimbrite	Biotite	6.806	5.992	28	22.5	± 0.7			ce travail
MAL-159	Ignimbrite Cardones	Qda. Cardones	408.1	7958.1	Ignimbrite	Biotite	7.238	6.445	28	22.8	± 0.7			ce travail
GP-5	Ignimbrite Cardones	Azapa	70°03.8'	18°12.5'	Ignimbrite	Biotite	6.851	6.188	30	23.1	± 0.7	#2		Parraguez (1998)
										Age moyen (bi)	22.8	± 0.7		
GP-4	Ignimbrite Poconchile	Poconchile	70°04.3'	18°27.9'	Ignimbrite	Biotite	7.106	6.592	34	23.7	± 0.8			Parraguez (1998)
MAL-156	Ignimbrite Poconchile	E Poconchile	390.8	7966.15	Ignimbrite	Biotite	6.978	6.441	14	23.7	± 0.5	#1		ce travail
MAL-147	Ignimbrite Poconchile	E Molinos	404.6	7988.65	Ignimbrite	Biotite	7.056	6.590	36	23.7	± 0.8			ce travail
							6.813	6.318	33	23.7	± 0.7	#2		
										Age moyen (bi)	23.7	± 0.7		
MAL-99	Ignimbrites inférieures	Esquiña	444.65	7906.65	Tuf cendreuse	Biotite	6.824	6.789	42	25.4	± 0.7			ce travail
MAL-10	Ignimbrites inférieures	Conanoxa	400.75	7897.6	Tuf cendreuse	Biotite	6.483	6.473	47	25.5	± 0.8			ce travail
MAL-9	Ignimbrites inférieures	Conanoxa	400.75	7897.6	Tuf cendreuse	Biotite	6.825	6.83	37	25.6	± 0.9			ce travail
Sédiments oligo-miocènes de la Cordillère de la Côte														
MAL-186	Ignimbrite Oxaya *	SE Arica	7942.6	366.9	Tuf vitreux	Biotite	7.075	5.789	44	21.2	± 0.5	#1		ce travail
CM-4	Ignimbrite Oxaya *	NE Pisagua	70°12'	19°34'	Ignimbrite	Biotite	7.075	6.080	52	21.8	± 0.6			
MAL-166	Ignimbrite Oxaya *	S Qda. Vitor	363.9	7900.25	Ignimbrite	Biotite	7.15	6.11	10	21.8	± 0.6			ce travail
MAL-78	Ignimbrites inférieures	NW Cuya	367.15	7880.05	Cendre volcan	Biotite	7.251	6.184	55	21.8	± 0.8			ce travail
							6.715	6.699	25	25.5	± 0.8			

TABLE 2– Ages K/Ar de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur.

En général, pour les ignimbrites des formations Lupica et Oxaya, les âges K-Ar sur biotite (entre 25 et 19 Ma), sont très compatibles avec la stratigraphie, avec les âges Ar-Ar et U-Pb, et avec les données existant antérieurement (K-Ar et Ar-Ar). Les laves de la Formation Lupica inférieure (plus anciennes que 25-23 Ma), sont localement très altérées, ce qui rend difficile leur datation. Sur des échantillons frais (MAL-124, 134, 137 et 173), on a obtenu 2 âges K-Ar sur roche totale (19,5 \pm 0,7 et 20,4 \pm 0,8 Ma) qui sont incompatibles avec la stratigraphie (plus jeunes). Ils sont donc interprétés comme des âges minimaux (non d'extrusion), à cause d'une possible perte d'Argon radiogénique (datation sur roche totale). Dans les tufs de la Formation Lupica, les biotites des échantillons MAL-59 et R4111 montrent un K très bas (4,4 et 5,4 %, respectivement), en conséquence les âges sont considérés peu fiables. Deux âges K-Ar (roche totale), obtenus sur des roches altérées (13,6 \pm 0,5 et 9,3 \pm 0,7 Ma), sont considérés comme minimaux, représentant une valeur entre l'âge d'extrusion et l'âge d'altération ; celle-ci serait associée au Volcan Tejene-Vilañuñumani. Deux laves de la Formation Oxaya (éch. MAL-141 et 123) montrent des problèmes analytiques mineurs. L'échantillon MAL-141 a fourni un premier âge (K-Ar sur biotite) à 16,7 \pm 1,5 Ma, compatible avec la stratigraphie mais peu précis (Argon atmosphérique = 81 %). Deux répétitions ont donné moins d'Argon atmosphérique (56-65 %), avec donc des âges plus fiables, proches de 19 Ma. L'échantillon MAL-123 a fourni deux âges (K-Ar sur roche totale) non concordants entre eux (21,4 \pm 0,8 et 23,6 \pm 1,0 Ma). Cela est très probablement dû à l'hétérogénéité du matériel daté, et malgré cela on a considéré la moyenne (22,3 \pm 0,9 Ma) comme l'âge d'extrusion.

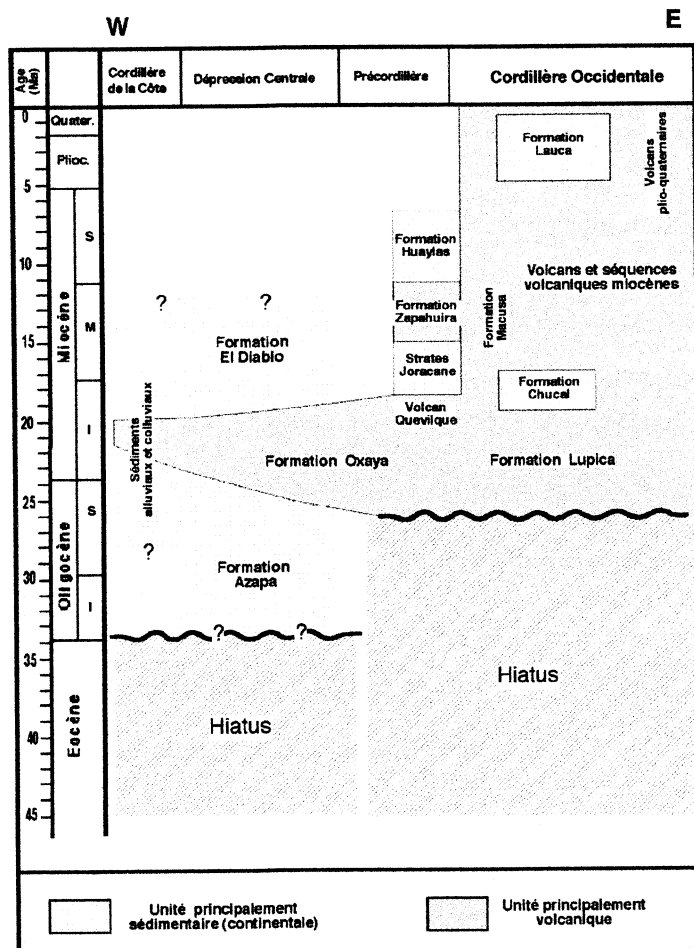


Fig. 12– Cadre stratigraphique des unités volcaniques et sédimentaires principales de la série oligo-néogène de la région d' Arica.

TABLE 3– Ages Ar/Ar et U/Pb de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur.

Echantillon	Subunité	setion aproxi	Coordonnée Long. W / UTM E	Coordonnée Lat. S / UTM N	Lithologie	Méthode	Matériel (% de K)	% 40 Ar rad.	Age (Ma) ± erreur (2s)	Observations	Référence
Volcan Quevilque											
ZAP 03		Near Zapahuli	69°35'55"W	18°16'20"S	Andésite	Ar-Ar	amphibole (0.3)	47.4	18.7±0.8 **		Wörner et al. (2000b)
ZAP 01			69°37'55"W	18°18'15"S	Andésite	Ar-Ar	Amphibole		20.1±0.8 20.0±0.3	not leached sample in 5 % HF	Wörner et al. (2000b)
Formation Oxaya											
ZAP 182	Ignimbrite Oxaya ?	Near Cdn. Ou	69°38'20" W	18°22'15" S	Ignimbrite	Ar-Ar	Sanidine (6.4)	94.3	19.38±0.02 *	top Oxaya Fm	Wörner et al. (2000b)
MAL-149	Ignimbrite Oxaya	S Estación Ce	399,4	7969,4	Ignimbrite	Ar-Ar	Biotite		18.8±0.1 **		Ce travail
MAL-183	Ignimbrite Oxaya	Ausipar Alto	7942,5	411,85	Ignimbrite	Ar-Ar	Biotite Sanidine		19±1 # 19.5±0.1 *		Ce travail
POC94-135	Ignimbrite Cardones ?	Poconchile, U	70°04'25" W	18°27'40" S	Ignimbrite	Ar-Ar	Biotite		21.8±0.1 *	lowermost Ox	Wörner et al. (2000b)
LLU-102	Ignimbrite Cardones ?	Molinos, Luta	69°55'35" W	18°22'00" S	Ignimbrite	Ar-Ar	Sanidine	98.9	22.7±0.2 *	lowermost Ox	Wörner et al. (2000b)
MAL-146	Ignimbrite Cardones	NE Livillar	425,85	7958,8	Ignimbrite	Ar-Ar	Biotite		22.5±0.3 *		Ce travail
Formation Lupica											
Fm Lupica occidentale											
MAL-173	Membre inférieur	E Putre	450,85	7992,2	Dacite	Ar-Ar	Biotite		14.8±0.2 **	Age minimal	Ce travail
	M. intern. (Ox, B.C.B. ?)	N C° Belén	455,35	7957,7		Ar-Ar			18.7±0.8 #		Ce travail
MAL-98					Ignimbrite		Sanidine				
BEL-94-159	M. intern. (Ox, B.C.B.)	Quebr. Pacha	69°29'02" W	18°23'40" S	Ignimbrite	Ar-Ar	Biotite	95.89	19.9±0.1 *	slightly disturb	Wörner et al. (2000b)
MAL-95	M. intern. (Ox, B.C.B.)	N C° Belén	452,5	7959,6	Ignimbrite	Ar-Ar	Biotite		20.1±0.1 *		Ce travail
LUP-94-105	Membre intermédiaire	Near Lupica	69°31'08" W	18°29'05" S	Ignimbrite	Ar-Ar	Fspar Biotite		18.6±0.7 ** 19.44±0.05 #	Tilted Ignimbrite	Wörner et al. (2000b)
MAL-127	Membre intermédiaire	E Socoroma	441,15	7981,05	Ignimbrite	U-Pb	Zircon		19.2±0.4		Ce travail
MAL-172	Membre intermédiaire	E Putre	444,1	7990,25	Ignimbrite	U-Pb	Zircon		19.9±1.0		Ce travail
LAU 91 023	Membre intermédiaire	E border of C°	69°14'00" W	18°34'30" S	Ignimbrite	Ar-Ar	Sanidine (6.0)	92.8	19.7±0.9 *		Wörner et al. (2000b)
BEL-94-198	Membre intermédiaire	5 km N of Belén	69°31'55" W	18°27'20" S	Ignimbrite	Ar-Ar	Sanidine	99.99	19.7±0.1 *		Wörner et al. (2000b)
Fm Lupica orientale											
LAU-94-174	tilted volcanics	Lauca gorge	69°01'35" W	18°34'50" S	Ignimbrite	Ar-Ar	Biotite		24.2±0.1 *	small sample	Wörner et al. (2000b)
LAU-94-118	tilted volcanics	Lauca gorge	69°01'35" W	18°34'50" S	Block and ash flow	Ar-Ar	Biotite Plagioclase		24.2±0.1 * 24.6±2.1 **		Wörner et al. (2000b)

* = Ar-Ar plateau age

** = Ar-Ar total fusion age

= Ar-Ar isochrone age

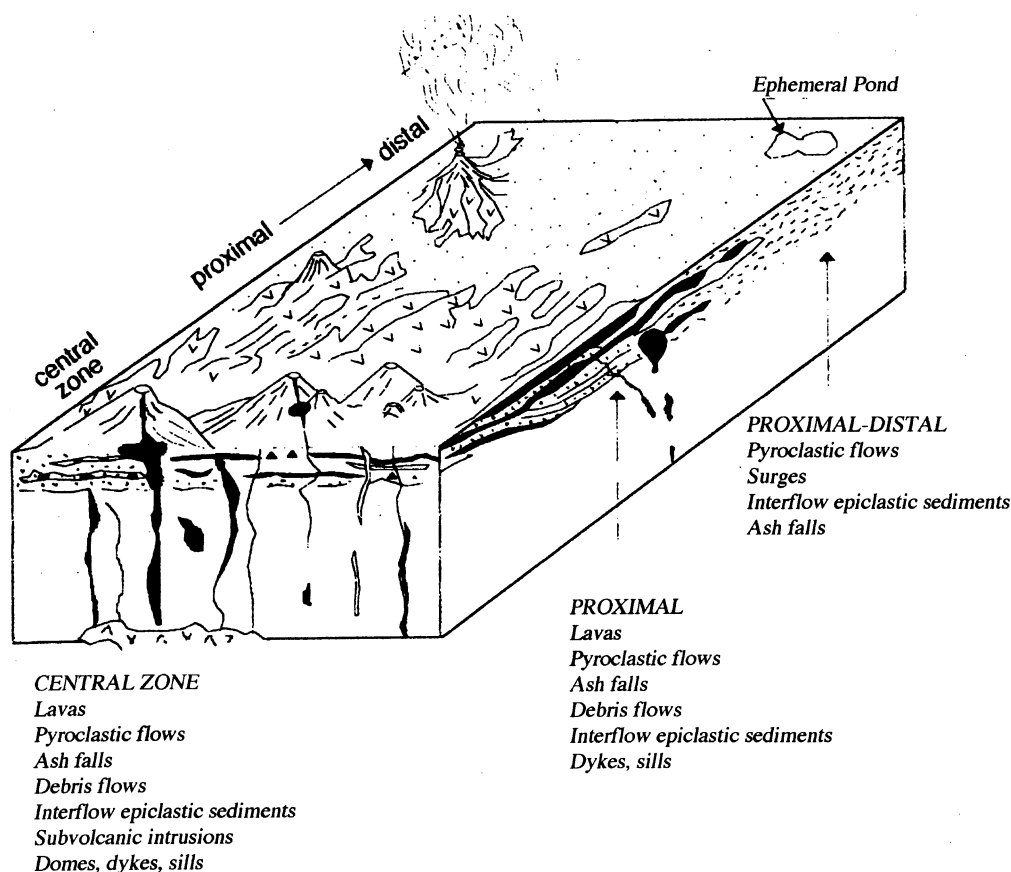


FIG. 13– Modèle de distribution de faciès dans des séquences d'arc volcanique [adapté de Elgueta *et al.*, 1999].

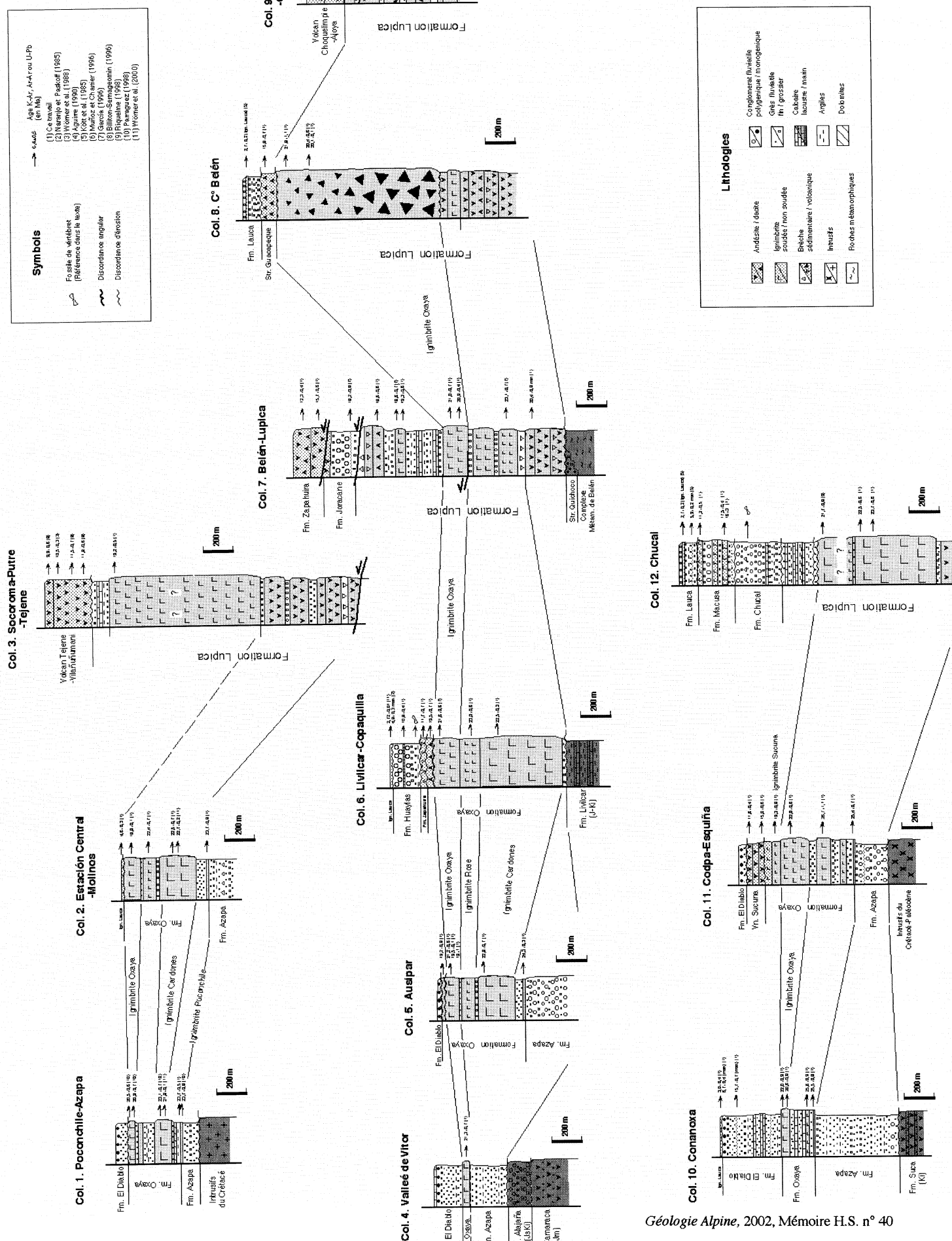
3.2- LE MIOCÈNE INFÉRIEUR-MOYEN : FORMATION EL DIABLO

La Formation El Diablo [Tobar *et al.*, 1968 ; Vogel et Vila, 1980 ; Parraguez, 1998] correspond à une série sédimentaire continentale, subhorizontale à légèrement plissée, bien développée dans la Dépression Centrale (Carte géologique ; Garcia *et al.*, 2002). Son sommet est recoupé par une importante surface de pédimentation régionale [Multiple Pediment Stage au Sud de Pérou ; Tosdal *et al.*, 1984], située à une altitude de 700 à 1.500 m. Cette surface est localement surmontée par l'Ignimbrite Lauca (~3 Ma), et immédiatement au Sud-Est d'Arica (région de Camiña), par une lave datée (K-Ar sur roche totale) à $9,1 \pm 1,1$ Ma [Mortimer *et al.*, 1974 ; recalculé par Naranjo et Paskoff, 1985] et à $8,2 \pm 0,5$ Ma [Muñoz et Sepúlveda, 1992]. La Formation El Diablo repose sur l'Ignimbrite Oxaya (~20 Ma) en concordance à l'Ouest, et en légère discordance angulaire à l'Est (Fig. 14), où l'on observe des relations de "top-lap" vers l'Est. Sur la bordure occidentale de la Dépression Centrale, elle prograde en "on-lap" vers l'Ouest sur les roches de la Cordillère de la Côte. La formation atteint son épaisseur maximale, ~350 m, dans la partie sud-occidentale de la Dépression Centrale. Dans cette formation on distingue deux membres [Vogel et Vila, 1980 ; Parraguez, 1998].

Le Membre Inférieur, qui peut atteindre 300 m de puissance, est plus développé dans la partie centro-ouest de la Dépression Centrale. Il est constitué de grès, calcaires et argiles, semi-consolidés, de couleur grise, marron et verte, avec des intercalations locales de diatomites et de niveaux

de sel (Fig. 14, col. 10). Ces dépôts sont bien stratifiés, en couches continues tabulaires ou lenticulaires, d'épaisseur décimétrique. On observe parfois des paléo-chenaux et des stratifications entrecroisées. Les grès, avec passées conglomératiques, sont formés par des fragments moyennement classés et, mal à moyennement arrondis, d'ignimbrites (ponces, quartz et cendres de la Formation Oxaya) et d'andésites. Ces grès sont d'environnement fluvial, distal à intermédiaire, et/ou lacustre. Deux échantillons de grès, étudiés en lames minces, se situent dans le champ des litharénites, où les éléments lithiques sont tous volcaniques [Folk *et al.*, 1970 ; Fig. 17]. Ces grès sont cimentés par de la calcite, des smectites et de la silice. Les calcaires, en lits minces, sont micritiques, parfois oncoïdiques et généralement silicifiés. Ils caractérisent des faciès lacustres, comme le montrent, entre autres, l'absence de micro-fossiles marins, et la présence d'oïdes irréguliers et non carbonatés. Dans les calcaires et les argiles ont été retrouvés des restes silicifiés de végétaux en position de vie [Parraguez, 1998].

Le Membre Supérieur, très étendu au Sud de la vallée de Lluta, peut atteindre 80 m de puissance. Il est formé de graviers moyens à grossiers, semi-consolidés, massifs, de couleur noire, grise et marron avec des intercalations de grès (Fig. 14, col. 1, 4, 5, 10 et 11). Les graviers, à matrice sableuse, sont formés par des galets, bien arrondis, moyennement classés, souvent jointifs (dépôts «clast-supported») et parfois bien imbriqués. Ces galets correspondent à des andésites et andésites basaltiques, souvent fraîches de couleur noire, provenant des volcanites du



Miocène inférieur-moyen (Quevilque, Zapahuiria, Sucuna), et à des ignimbrites provenant de la Formation Oxaya. On observe parfois des paléo-chenaux d'échelle métrique. La granulométrie des graviers diminue faiblement vers l'Ouest. Localement, au Nord de la vallée de Vitor, ils sont surmontés par des calcaires et cherts (?), lacustres, de couleur jaune, grise et marron (Fig. 14, col. 4).

Age et implications sédimentaires

Une intercalation de tuf remanié, provenant de la partie supérieure du Membre Inférieur de la Formation

El Diablo, a fourni un âge (K-Ar sur biotite) à 15.7 ± 0.7 Ma (Table 4) ; cette valeur représente un âge maximal pour le dépôt de la partie supérieure du Membre Inférieur. Deux clastes andésitiques du sommet du Membre Supérieur, ont été datés (K-Ar sur roche totale) à 11.9 ± 0.6 et 14.7 ± 0.8 Ma (Table 4) ; ces âges sont aussi maximaux pour le dépôt. Le sommet de la formation est donc plus jeune que ~12 Ma. La position strati-graphique, sur l'Ignimbrite Oxaya de ~20 Ma et sous une coulée de lave de ~9 Ma, et les âges maximaux, permettent d'encadrer la Formation El Diablo entre le Miocène inférieur tardif et le Miocène supérieur précocé (20-9 Ma).

La forte incision, qui a affecté cette formation après son dépôt, indique une forte baisse relative du niveau de base marin. Une baisse marquée du niveau eustatique, de l'ordre de 150 m, est documentée partout dans le monde entre 14 et 12 Ma [Hardenbol *et al.*, 1998]. Si la partie au moins initiale de l'incision est liée à cette baisse globale (voir aussi chap. Géomorphologie), le sommet de la formation serait plus ancien que 14-12 Ma.

On estime donc, pour le sommet de la Formation El Diablo, un âge très probable de 12 Ma. Les caractéristiques sédimentologiques de la Formation El Diablo, indiquent que la partie inférieure (Miocène inférieur-moyen) a été déposée dans un environnement alluvial fluvial, intermédiaire à distal, et lacustre relativement fermé, d'énergie moyenne à basse. La partie supérieure (Miocène moyen) est caractéristique d'un environnement fluvial, proximal à intermédiaire, de plus haute énergie, avec la présence d'éventails alluviaux coalescents de taille variable.

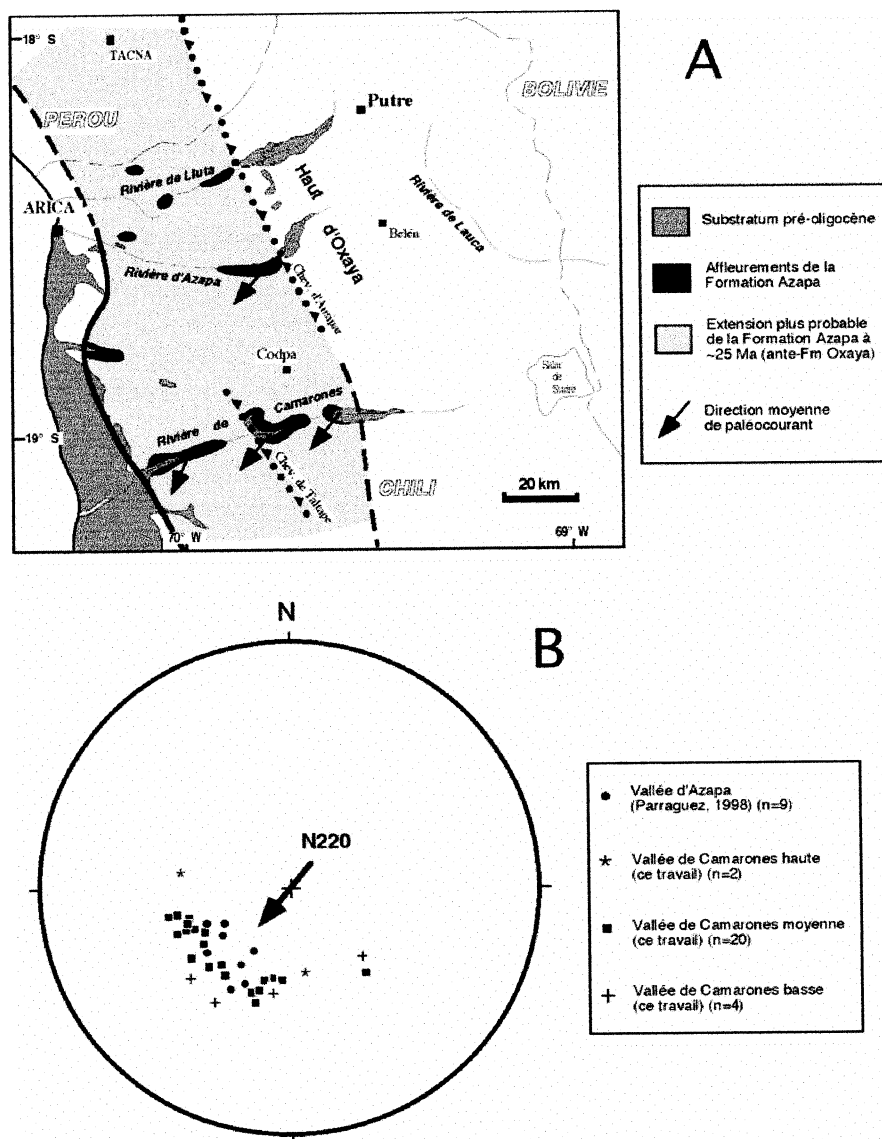


FIG. 15— La Formation Azapa (Oligocène). A: Distribution des affleurements, schéma paléogéographique vers 25 Ma et directions de paléocourants ; B : diagramme stéréographique des pôles d'imbrication des clastes indiquant des courants portant vers le 220 . Chaque point correspond à la moyenne par site (de 6 à 13 mesures) ; données de détail sur Fig. 16.

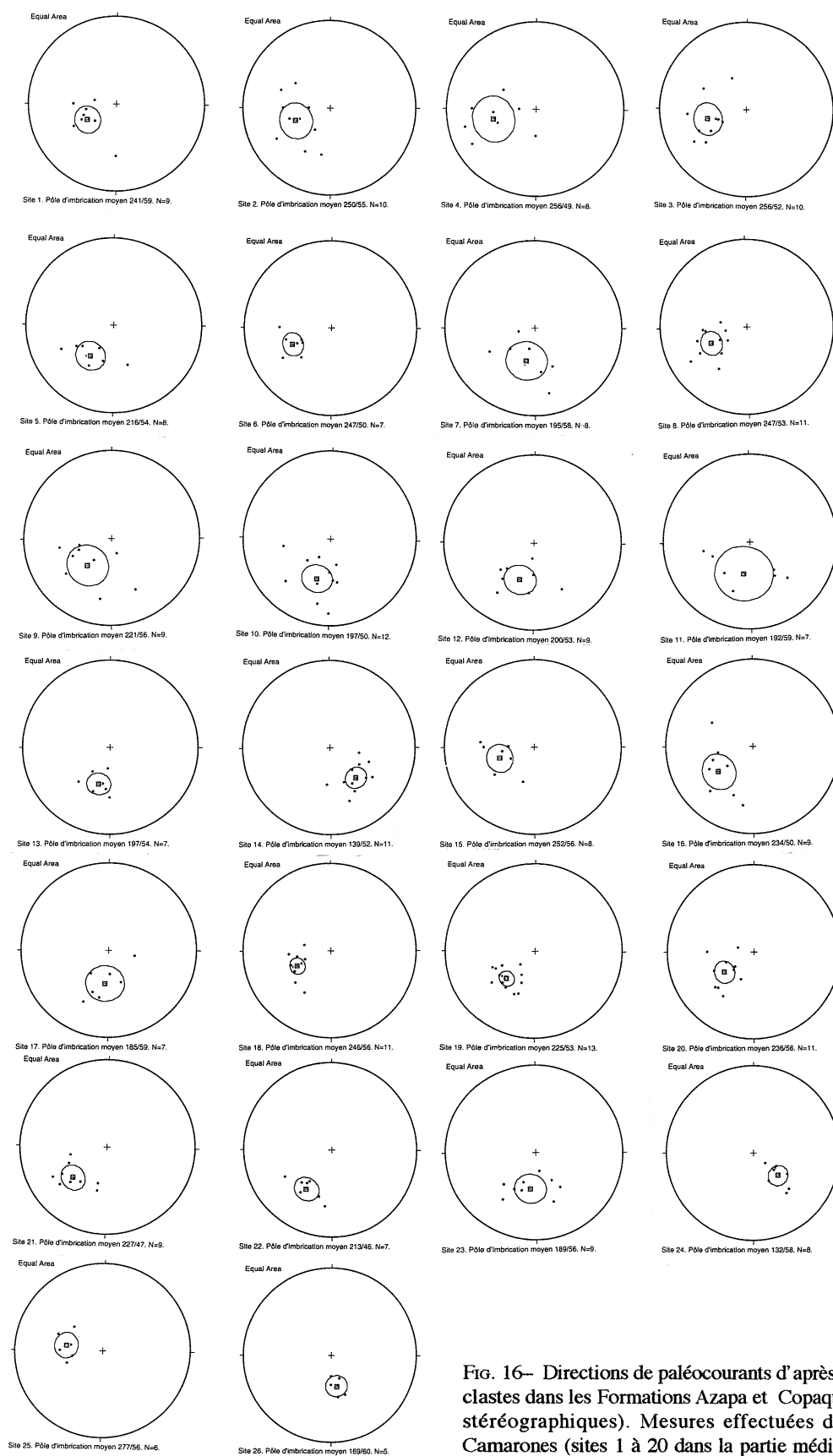


FIG. 16— Directions de paléocourants d'après l'imbrication des clastes dans les Formations Azapa et Copaquilla (diagrammes stéréographiques). Mesures effectuées dans la vallée de Camarones (sites 1 à 20 dans la partie médiane, sites 21 à 24 dans la partie aval, sites 25 et 26 dans la partie amont).

Les débris proviennent toujours des massifs volcaniques plus orientaux. Cela est compatible avec la localisation du dépôt-centre au Sud-Ouest de la Dépression Centrale, et avec une diminution de la granulométrie vers l'Ouest. La tendance générale granocroissante et stratocroissante de la Formation El Diablo, indique un soulèvement des reliefs à l'Est et/ou une augmentation des précipitations, pendant le Miocène moyen (entre 15 et 12 Ma). Pendant le Miocène inférieur-moyen, la Cordillère

de la Côte représentait une barrière topographique qui provoquait la formation de quelques lacs. Au Miocène moyen, cependant, les dépôts sont fluviaux, donc les eaux transportant les sédiments traversaient la Cordillère de la Côte, suggérant une connexion avec la mer vers l'Ouest. Ce fait, et la forte incision des vallées qui affectent la surface de pédimentation régionale au sommet de la Formation El Diablo (à 700-1.500 m d'altitude), impliquent un soulèvement important de l'ensemble occidental d'Arica.

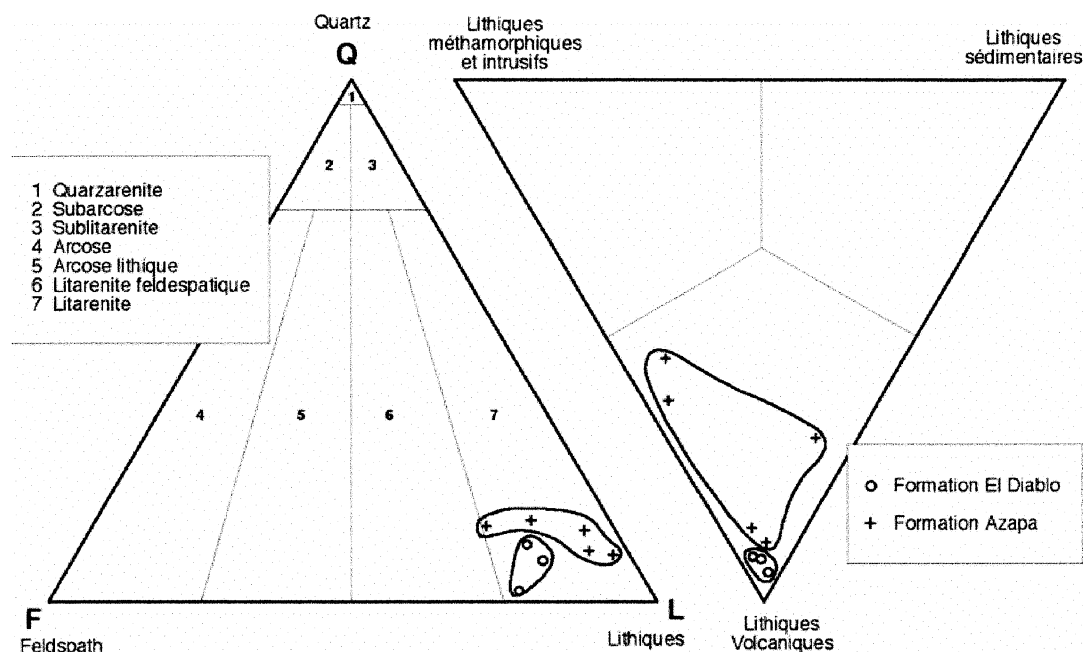


FIG. 17– Diagrammes triangulaires de classification compositionnelle des grès [Folk *et al.*, 1970] pour les formations Azapa et El Diablo.

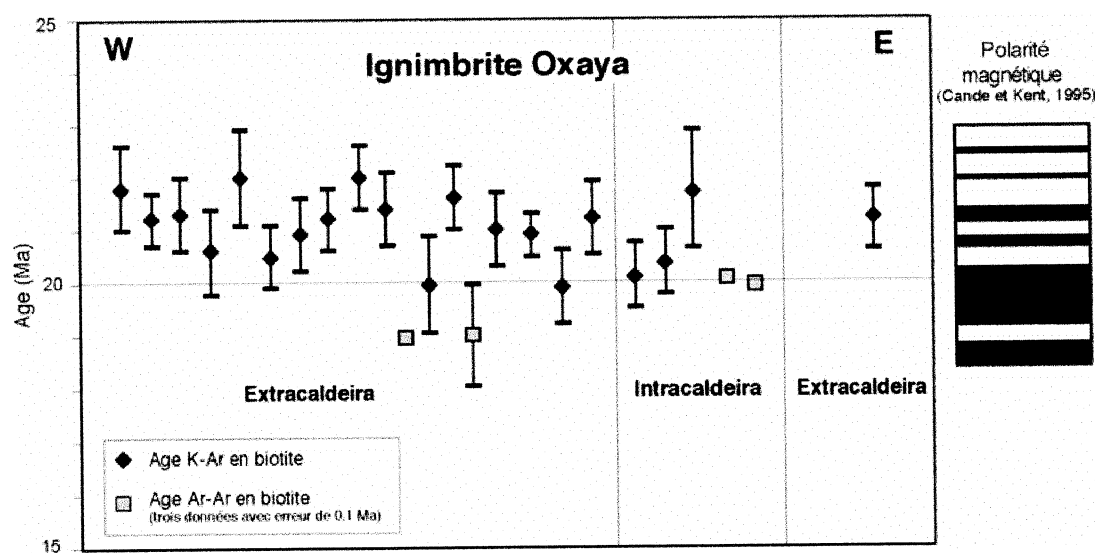


FIG. 18– Distribution projetée selon une coupe W-E d'âges radio-chronologiques de l'ignimbrite Oxaya, dans les formations Oxaya et Lupica et les sédiments de la Cordillère de la Côte.

Voir provenance des données dans la table 2.

4- L'OLIGOCÈNE SUPÉRIEUR-MIOCÈNE INFÉRIEUR VOLCANIQUE ET SÉDIMENTAIRE

Au cours de la période 26-19 Ma (Oligocène supérieur-Miocène inférieur) un grand volume de volcanites a été émis dans la région d'Arica. Elles représentent en effet près de 60% du volume de toute la série oligo-néogène. Ce volcanisme est en partie accompagné d'une sédimentation continentale. Dans la Cordillère Occidentale, les dépôts proximaux de l'arc volcanique, laves et ignimbrites, présentent parfois une intense déformation et une altération hydrothermale (Formation Lupica ; Fig. 11). Les ignimbrites, très volumineuses et distales, sont développées dans la Précordillère et la Dépression Centrale (Formation Oxaya). Certaines ignimbrites atteignent localement la Cordillère de la Côte, où elles sont intercalées dans des sédiments. Les émissions acides sont très probablement associées à des caldeiras, mais la localisation précise des centres n'est pas bien connue.

4.1- Séquence de la Précordillère-Dépression Centrale : Formation Oxaya

La Formation Oxaya [Montecinos, 1963 ; Salas *et al.*, 1966 ; García, 1996 ; Parraguez, 1998] est une série essentiellement volcanique, subhorizontale à légèrement plissée, qui a une vaste distribution dans la Précordillère (Pampa Oxaya-Sierra de Huaylillas) et la Dépression Centrale (Carte géologique hors texte). Dans la Précordillère, elle repose en discordance sur des roches du Mésozoïque-Paléocène, remplissant un paléo-relief ; elle est surmontée en discordance d'érosion par des roches volcaniques miocènes ; sa partie supérieure, à l'Est, est interstratifiée avec les coulées du Volcan Quevilque. Dans la Dépression Centrale, elle repose en concordance sur la Formation Azapa (Oligocène) ; elle est surmontée, en concordance à l'Ouest et en légère discordance à l'Est, par la Formation El Diablo (Miocène). La Formation Oxaya atteint sa plus grande épaisseur (~1000 m) dans la vallée d'Azapa (Livilcar) ; celle-ci diminue globalement vers l'Ouest. Elle est constituée au maximum par 7 unités ignimbritiques différentes, d'épaisseurs métriques à décamétriques, de couleur marron, grise ou rose, avec intercalations de sédiments et de laves. Les sédiments sont plus abondants à l'Ouest et dans la partie inférieure de la formation (Fig. 14 et 18) ; des laves (andésites et dacites) sont intercalées localement à l'Est.

Les ignimbrites Oxaya et leur âge

L'analyse stratigraphique et volcanologique de la Formation Oxaya, avec l'apport de près de 30 datations géochronologiques K-Ar et Ar-Ar, nouvelles ou existant antérieurement (Tables 2 et 3 ; Fig. 14), a permis d'individualiser et de caractériser au moins 7 épanchements ignimbritiques. Ceux-ci ne sont pas toujours visibles sur une même colonne stratigraphique. La série la plus complète peut s'observer dans la région de Codpa-Esquiña (Fig. 14, col. 11). A l'Est, les masses d'ignimbrites sont épaisses, soudées, grossières, tandis qu'à l'Ouest elles sont plus minces, non soudées et à granulométrie plus fine

Tout cela indique une provenance orientale. Du point de vue lithologique, les tufs de la Formation Oxaya sont très homogènes, riche en cristaux, verre et fragments lithiques ; ils ont une composition rhyolitique. Parmi les cristaux il y a systématiquement du quartz (5-20%), de la sanidine (5-20%), du plagioclase (3-8%), de la biotite (1-3%), de l'oxyhornblende (0-2%) et parfois des pyroxènes.

Les deux ignimbrites les plus anciennes de la formation affleurent dans la vallée de Camarones. Dans la localité de Conanoxa (Fig. 14, col. 10), l'ignimbrite inférieure, de couleur grise, atteint une épaisseur de 10 m, et l'ignimbrite supérieure, de couleur rose, une épaisseur de 20 m. Dans ces niveaux on a obtenu 3 âges (K-Ar sur biotite) très proches de 25,5 Ma (Table 2). Dans la vallée de Lluta, le niveau le plus bas et le plus mince correspond à l'ignimbrite Poconchile. Il s'agit d'un dépôt pyroclastique de couleur blanc-rose, ayant moins de 10 m d'épaisseur (Fig. 14 et 18). L'ignimbrite Poconchile a donné trois âges identiques (K-Ar sur biotite) de 23,7 Ma (Table 2). Plus haut dans la série, l'ignimbrite Cardones de couleur marron et grise constitue, dans les vallées de Lluta, Cardones et Azapa, le niveau le plus épais de la formation, avec 150 à 600 m (Fig. 14 et 18). Il s'agit d'un dépôt volumineux très homogène (monotone) riche en cristaux et verre. Deux âges Ar-Ar (sur biotite et sur sanidine), à 21,8 et 22,7 Ma (Table 3), ont été attribués à ce niveau, et le dernier est considéré comme plus fiable (Wörner *et al.*, 2000b). Ceci est compatible avec trois nouvelles datations K-Ar (sur biotite) qui ont donné un âge moyen de $22,8 \pm 0,7$ Ma (Table 2).

Au-dessus de l'ignimbrite Cardones, existe un dépôt pyroclastique de couleur rose caractéristique, dont l'épaisseur peut atteindre 150 m. Ce niveau a fourni deux âges (K-Ar sur biotite) autour de 22,8 Ma (Table 2). L'ignimbrite Oxaya, de couleur marron-rose ou grise, est le dépôt pyroclastique le plus étendu et le plus continu de la formation, affleurant sur la totalité de la surface de la Pampa Oxaya. Il s'agit d'un tuf très homogène (monotone), riche en cristaux et verre (les fragments lithiques sont peu abondants). Dans la région, il constitue un bon niveau repère. Il couvre une superficie de 8.000 km², avec une épaisseur moyenne de 100 m, ce qui représente un volume minimal de 800 km³. Il est interprété par son épaisseur et extension [Lipman, 1984] comme un dépôt d'extra-caldeira [García *et al.*, 2000]. L'ignimbrite Oxaya a fait l'objet de 3 mesures géochronologiques Ar-Ar, une sur sanidine à $19,5 \pm 0,1$ Ma et deux sur biotite à 19 ± 1 et $18,8 \pm 0,1$ Ma (Table 3). Un âge à $19,38 \pm 0,02$ Ma [Ar-Ar sur sanidine ; Wörner *et al.*, 2000b] est assimilé à ce niveau. Neuf mesures K-Ar sur biotite ont donné entre $20,5 \pm 0,6$ à $22,0 \pm 0,9$ Ma, avec une moyenne de $21,3 \pm 0,7$ Ma (Table 2 ; Fig. 19). Les âges Ar-Ar sont, en général, plus jeunes que les âges K-Ar (Fig. 19), et sont considérés comme plus fiables. L'ignimbrite Oxaya a une polarité magnétique Normale [Parraguez, 1998 ; Tapia *et al.*, 2000], ce qui est compatible avec son âge moyen Ar-Ar (19-20 Ma) selon l'échelle globale de polarité magnétique [Cande et Kent, 1995] (Fig. 19). Au-dessus de l'ignimbrite Oxaya, l'ignimbrite Sucuna est bien exposée au Sud de la Pampa Oxaya ;

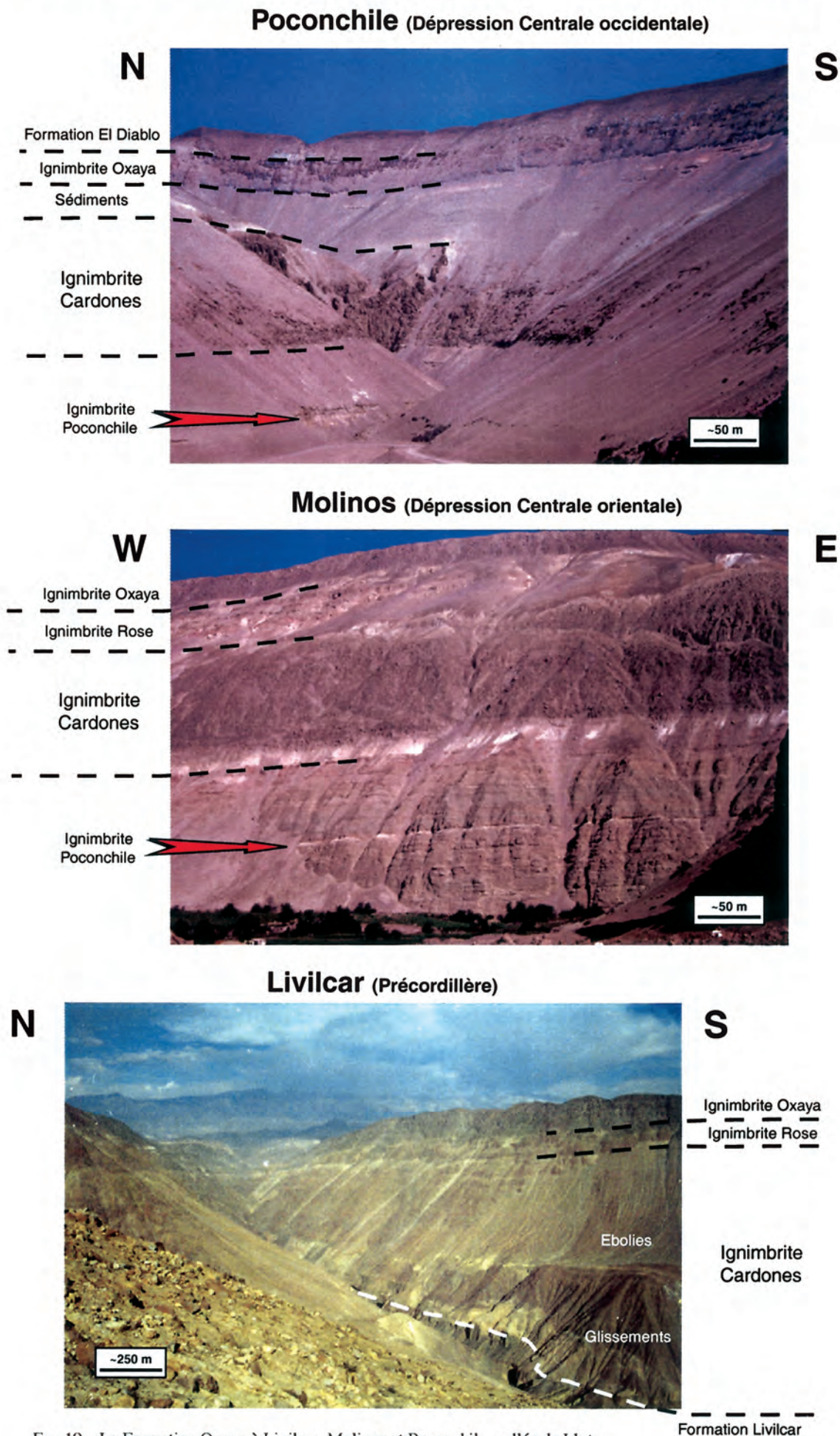


FIG. 19– La Formation Oxaya à Livilcar, Molinos et Poconchile, vallée de Lluta.

son épaisseur peut atteindre 100 m (Fig.14, col. 11). 4 datations (K-Ar sur biotite) ont donné un âge moyen de $19,4 \pm 0,8$ Ma (Table 2). Un niveau de tuf qui affleure localement à l'Ouest de Zapahuira, et qui surmonte le Volcan Quevilque (20-18 Ma), a été daté (K-Ar sur biotite) à $18,9 \pm 1,3$ Ma ; il est donc corrélé chronologiquement avec l'Ignimbrite Sucuna.

Une andésite qui repose sur le substratum mésozoïque-paléocène, à l'Ouest de Socoroma, et qui est surmontée par l'Ignimbrite Oxaya, a donné un âge (K-Ar sur roche totale) de $22,3 \pm 0,9$ Ma (Table 2). Enfin, une dacite qui repose sur l'Ignimbrite Oxaya dans la partie orientale de la Pampa Oxaya, a fourni un âge (K-Ar sur biotite) de $19,5 \pm 0,7$ Ma (Table 2).

Les sédiments Oxaya

Les sédiments intercalés dans la Formation Oxaya correspondent essentiellement à des grès et conglomérats, et en moindre proportion, vers l'Ouest, à des calcaires et à des niveaux de sel. Ils sont bien à moyennement stratifiés, en couches continues ou lenticulaires, d'épaisseurs centimétriques à métriques. Les grès et les conglomérats sont semi-consolidés, de couleur marron, verte et grise. Ils sont formés essentiellement de clastes volcaniques, moyennement arrondis, souvent imbriqués et jointifs (dépot «clast-supported»). Les calcaires, en couches fines, de couleur verte et grise, sont en partie sparitique et d'environnement lacustre. Dans la vallée de Gallinazos (NE de Arica), des calcaires de la partie moyenne de la Formation Oxaya ont fourni des restes de végétaux fossiles silicifiés [Vogel et Vila, 1998]. Ainsi, les caractéristiques des sédiments de la Formation Oxaya, montrent qu'ils se sont déposés dans des plaines alluviales-fluviales, proximales à distales, et localement (à l'Ouest) dans des bassins lacustres, relativement fermés.

Implications volcaniques

Les données géochronologiques obtenus dans les ignimbrites de la Formation Oxaya indiquent un âge Oligocène supérieur-Miocène inférieur (25,5-19,3 Ma). Les ignimbrites rhyolitiques très volumineuses de cette formation mettent en évidence une période de grande activité volcanique explosive. Le volume élevé de ce magmatisme acide est associé en général à la formation de caldeiras d'effondrement [Lipman, 1984 ; Druitt et Sparks, 1984] et à des processus de fusion crustale (voir aussi chapitre Pétro-géochimie). Dans la région d'Arica, les tufs Oxaya sont corrélés avec les tufs Lupica et les tufs intercalés dans les sédiments oligo-miocènes de la Cordillère de la Côte. Les ignimbrites Livilcar (~22,8 Ma) et Oxaya (~21,1 Ma), représentant les dépôts les plus volumineux (étendus) et homogènes, montrent qu'entre 23 et 21 Ma s'est produite la majeure période de génération de magmas acides dans l'arc d'Arica. La génération de tufs acides volumineux, pendant l'Oligo-Miocène, est un phénomène régional de vaste extension qui concerne au moins 1.000 km de chaîne, depuis le Sud du Pérou jusqu'au Nord du Chili (entre 13 et 21°S). Environ 150-200 km au Nord d'Arica, les ignimbrites de la Formation Oxaya sont corrélées avec les ignimbrites de la Formation Huaylillas [Wilson et García, 1962], où ont été obtenus des âges K-

Ar de 25 à 18 Ma [Bellon et Lefèvre, 1976 ; Tosdal *et al.*, 1981 ; Vatin-Perignon *et al.*, 1982].

A environ 100 km au Sud d'Arica, une ignimbrite corrélable avec l'Ignimbrite Oxaya a fourni un âge (K-Ar sur biotite) à ~21 Ma [Mortimer *et al.*, 1974 ; recalculé par Naranjo et Paskoff, 1985]. Plus au Sud encore (200-250 km), à Iquique, la Formation Oxaya est corrélée avec la Formation Altos de Pica [Galli et Dingman, 1962] où les ignimbrites ont été datées (K-Ar sur biotite) entre 23 et 16 Ma [Baker et Francis, 1978 ; Naranjo et Paskoff, 1985].

4.2- Séquence de la Cordillère Occidentale : Formation Lupica

La Formation Lupica [Montecinos, 1963 ; Salas *et al.*, 1966 ; García, 1996 ; Riquelme, 1998] est une série essentiellement volcanique, plus ou moins fortement plissée, avec une grande extension dans la Cordillère Occidentale (Fig. 11 ; García *et al.*, 2002). Elle présente d'importantes variations latérales d'épaisseur et de faciès. Les roches montrent localement des degrés importants d'altération hydrothermale (propylitique, siliceuse et argileuse). La partie occidentale de la formation, volcanique et volcano-sédimentaire, affleure continûment, très plissée, et avec une épaisseur de 1.500 à 2.500 m. La partie orientale, essentiellement volcanique, apparaît de façon discontinue, légèrement plissée et un peu moins épaisse (1.000-2.000 m).

Dans la partie occidentale de la Cordillère Occidentale, la Formation Lupica repose en discordance sur le Complexe Métamorphique de Belén (Précambrien-Paléozoïque) et localement sur des sédiments du Carbonifère-Permien (?). Elle est surmontée, en légère discordance angulaire et d'érosion, par des roches du Miocène au Quaternaire (formations Chucal, Macusa et Lauca, Strates Paquiza, etc.). Dans la région de Belén-Lupica, on a différencié tout d'abord quatre membres [Montecinos, 1963 ; Salas *et al.*, 1966] puis trois [García, 1996] (Fig. 14, col. 7). Ces membres peuvent être étendus latéralement au reste de la région d'Arica, et ils sont en partie synchrones.

Le Membre Inférieur est formé par 400 à 600 m de coulées de laves andésitiques et dacitiques, de couleur grise, verte et marron avec des intercalations de brèches sédimentaires, de grès, de conglomérats et d'ignimbrites. Au Sud-Est de Putre, les sédiments sont plus abondants. Les dépôts de ce membre constituent des séries modérément stratifiées en couches continues tabulaires d'épaisseurs décimétriques à métriques (Fig. 14 et 20). Dans la partie orientale de la Haute Cordillère (Chiriguaya, Paquiza), on observe des discordances angulaires intra-Lupica, entre volcanites inférieures et une(des) ignimbrite(s) supérieure(s) (~19 Ma). Les coulées de laves sont massives, fluidales et surtout bréchiques. Elles sont porphyriques ou aphanitiques, avec des phénocristaux de plagioclase, pyroxènes et/ou hornblende, et parfois de la biotite ou de l'olivine. Les intercalations sédimentaires sont des dépôts mal classés, parfois bien stratifiés et formés de clastes volcaniques peu à moyennement arrondis. Des niveaux associés à des flux de débris et boueux («matrix supported») sont interstratifiés. Les caractéristiques texturales et compositionnelles de ces dépôts indi-

quent un environnement sédimentaire essentiellement alluvial-fluvial proche de reliefs et de centres volcaniques. Les laves du Membre Inférieur ont fourni des âges K-Ar (sur roche totale) qui, bien que réalisés sur des échantillons frais, sont, en raison de l'altération et de la méthode utilisée, considérés comme des âges minimaux pour l'extrusion (Table 2). Une ignimbrite à Chiriguaya, a fourni deux âges (K-Ar sur biotite et sur roche totale) à ~25 Ma [Muñoz et Charrier, 1996]. Au Sud du Volcan Guallatiri, un tuf et un "block and ash deposit" ont été datés (Ar-Ar sur biotite et sur plagioclase) à 24-25 Ma [Wörner *et al.*, 2000b ; Table 3]. A Paquiza, sur une andésite on a obtenu un âge (K-Ar sur roche totale) à $22,0 \pm 0,8$ Ma. Une andésite de la région de Belén-Lupica a fourni un âge minimal à $20,4 \pm 0,8$ Ma.

A Lupica, une ignimbrite a donné deux âges (K-Ar sur biotite) à $20,9 \pm 0,4$ et $21,0 \pm 0,7$ Ma, très concordants avec un autre âge à ~21 Ma, reporté dans la région de Chucal [Riquelme, 1998] (Table 2). Ces âges K-Ar, autour de 20 Ma, ainsi que les faciès, sont compatibles avec ceux de l'Ignimbrite Oxaya (extra-caldeira) de la Formation Oxaya [García *et al.*, 2000]. A l'Est de Putre, un tuf a donné un âge (U-Pb sur zircon) à $19,9 \pm 0,4$ Ma (Table 3). Au Portezuelo de Chapiquiña, une ignimbrite a été datée (K-Ar sur biotite) à $18,7 \pm 0,9$ Ma (Table 2). A Belén, on a obtenu un âge (K-Ar sur biotite) de $19,3 \pm 0,6$ Ma, alors que quatre autres âges à ~19 Ma ont été déjà reportés : un K-Ar [García, 1996 ; Table 2] et trois Ar-Ar [Wörner *et al.*, 2000b ; Table 3].



FIG. 20— La Formation Lupica inférieure à Belén (Cordon Milagro).

Finalement, à l'Ouest de Putre, une andésite a donné un âge minimal à $19,5 \pm 0,7$ Ma. Toutes ces données géochronologiques et la position stratigraphique (sous le Membre Intermédiaire, bien daté de 23-19 Ma), indiquent un âge Oligocène supérieur, plus probablement entre 26 et 24 Ma, pour le dépôt du Membre inférieur de la Formation Lupica.

Le Membre Intermédiaire est constitué par 800 à 1400 m de tufs ignimbritiques soudés, de couleur grise, rose et marron, avec intercalations de grès volcano-détritiques et de laves. Ces dépôts forment des séries modérément stratifiées en couches continues tabulaires d'épaisseurs décimétriques à centimétriques. Les tufs sont à cristaux, verre et fragments lithiques, et très homogènes (monotonnes). Ils sont de composition rhyolitique ; parmi les cristaux, on note systématiquement du quartz, de la sanidine, du plagioclase, de la biotite et de l'oxyhornblende. Dans le Membre Intermédiaire de la Formation Lupica on a réalisé des datations K-Ar et Ar-Ar, essentiellement sur biotite, et deux datations U-Pb sur zircon ; elles sont très compatibles entre elles (Table 2). Dans la région de Belén, une ignimbrite a été datée (K-Ar sur biotite) à ~23 Ma [García, 1996 ; Table 2]. Dans la région à l'Est de Chucal, un tuf a fourni deux âges (K-Ar sur biotite) dont la moyenne est à $23,1 \pm 0,6$ Ma (Table 2).

Deux âges K-Ar (sur biotite et sur roche totale) à 19,9 et à 19,6 Ma [Muñoz et Charrier, 1996] et un âge Ar-Ar (sur sanidine) à 19,7 Ma [Wörner *et al.*, 2000b] ont été obtenus au Sud-Ouest de Guallatiri. L'andésite de Paquiza (à 22 Ma), du Membre inférieur, est surmontée en discordance par une ignimbrite qui a été datée (K-Ar sur biotite) à $18,8 \pm 0,6$ Ma (Table 2). Dans la colline de Guane-Guane et à Chungará, des ignimbrites ont fourni deux âges (K-Ar sur biotite) à $19,0 \pm 0,6$ Ma [Aguirre, 1990] et à $19,7 \pm 0,7$ Ma. Une ignimbrite altérée, à l'Est de Socoroma, a fourni un âge (U-Pb sur zircon) à $19,2 \pm 0,5$ Ma, interprété comme un âge d'extrusion, et un âge (K-Ar sur roche totale) de $13,6 \pm 0,5$ Ma, interprété comme un âge d'altération. Une dacite de la Pampa Itiza a donné un âge (K-Ar sur biotite) à $18,7 \pm 0,7$ Ma (Table 2).

Ainsi, toutes ces données géochronologiques indiquent un âge Miocène Inférieur (23-19 Ma) pour le Membre Intermédiaire de la Formation Lupica. Les âges et la composition lithologique permettent de corréler les ignimbrites intermédiaires de Lupica avec les ignimbrites d'Oxaya.

Dans le Chañon de Belén, on observe une brèche pyroclastique très épaisse (jusqu'à 1100 m) et continue verticalement (Fig. 14, col. 8), à matrice rhyolitique, avec des cristaux de quartz, de sanidine, de plagioclase,

de biotite et d'oxyhornblende. A la base, elle montre des faciès des méga-brèches de «collapse». L'épaisseur de cette brèche et les faciès de collapse conduisent à l'interpréter comme un dépôt intracaldera [eg. Lipman, 1984]. Cette brèche du Chañon de Belén, a fourni deux âges Ar-Ar (sur biotite) à 19.9 ± 0.1 Ma [Wörner *et al.*, 2000b] et à 20.1 ± 0.1 Ma (Table 3), et deux âges K-Ar (sur biotite et sur feldspaths) à 20.4 ± 0.6 et à 21.8 ± 1.1 Ma (Table 2). Les âges Ar-Ar sont, en général, plus jeunes que les âges K-Ar (Fig. 19), et sont considérés comme plus fiables. L'âge et la composition de l'ignimbrite du Chañon de Belén montre que celle-ci peut correspondre aux faciès d'intra-caldera de l'ignimbrite Oxaya de la Formation Oxaya.

Le Membre Supérieur affleure dans les régions de Lupica et de Chucal. Dans ces localités, il surmonte des ignimbrites datées à ~21 Ma (Fig. 14). Il est formé par 400 à 600 m de grès, d'argiles et de calcaires, de couleur verte, grise, marron et jaune, avec intercalations de conglomérats fins, cherts (?), laves et tufs. Les sédiments sont bien stratifiés en couches continues tabulaires et/ou lenticulaires, d'épaisseurs décimétriques à centimétriques. Les grès et les conglomérats fins sont formés par des clastes, peu à moyennement classés et arrondis, d'andésites et d'ignimbrites qui proviennent très probablement des parties inférieure et intermédiaire de la formation. Dans les grès on observe parfois des stratifications entrecroisées. Des paléo-chenaux d'échelle métrique à centimétrique sont aussi observés. Dans la zone à l'Ouest de Lupica, les calcaires, en couches fines, contiennent de débris de plantes et des ostracodes, qui indiquent un dépôt dans un environnement lacustre [García, 1996]. Les caractéristiques des sédiments du Membre Supérieur montrent qu'ils se sont déposés dans des bassins intramontagneux restreints, lacustres (en partie fermés) et alluviaux-fluviaux, situés près des centres volcaniques. Une dacite de la partie supérieure de ce membre, qui affleure à l'Ouest de Lupica, a fourni un âge (K-Ar sur roche totale) de 18.6 ± 0.6 Ma (Table 2). A l'Ouest du Volcan Guallatiri (Cerro Tancane), une andésite a fourni un âge (K-Ar sur roche totale) à 18.5 ± 0.8 Ma. L'encadrement stratigraphique et les datations radiométriques indiquent un âge Miocène inférieur (21-18 Ma) pour le dépôt du Membre Supérieur de la Formation Lupica.

Signification et implications volcaniques

Le grand volume de laves et d'ignimbrites, les faciès d'intracaldera (du Chañon de Belén) et les associations sédimentaires de la Formation Lupica montrent qu'elle inclut les dépôts proximaux d'un arc volcanique très productif, formé par des stratovolcans (préservés comme séquences stratifiées) et de vastes caldeiras d'effondrement. Ce volcanisme a été localement accompagné par une importante sédimentation intramontagneuse alluvio-fluviale et lacustre. Dans la Formation Lupica on observe parfois des discordances locales internes, ce qui lui confère un caractère de dépôt syntectonique dans un environnement volcanique où des reliefs sont formés. La discordance angulaire interne la plus étendue est observée dans la Formation Lupica orientale à l'intérieur du large Anticlinal de Chiriguaya (chap. Déformation).

Les sédiments de la partie inférieure de la Formation Lupica, à la différence des plus jeunes, ne comportent pas de fragments d'ignimbrites.

La Formation Lupica avait été attribuée antérieurement, par corrélations régionales, au Crétacé supérieur-Tertiaire inférieur [Montecinos, 1963 ; Salas *et al.*, 1966] ou au Paléogène [Muñoz, 1991]. Dans la Cordillère Occidentale des ignimbrites légèrement plissées, datées entre 25 et 19 Ma et en faible discordance apparente sur la Formation Lupica [Aguirre, 1990 ; Muñoz et Charrier, 1996 ; Wörner *et al.*, 2000b], avaient été considérées comme une partie orientale de la Formation Oxaya [Salas *et al.*, 1966]. Cependant, les récentes analyses structurales et stratigraphiques, à l'échelle du 1/50.000 [García, 1996 ; Riquelme, 1998 ; chap. Déformation], supportés par des âges radiométriques (Ar-Ar, K-Ar et U-Pb), montrent que (a) la Formation Lupica présente de faibles discordances internes, (b) son âge est Oligocène supérieur-Miocène inférieur, et (c) que les ignimbrites Lupica fortement plissées de la bordure ouest de la Cordillère Occidentale peuvent se prolonger structuralement par les ignimbrites Oxaya plus à l'Ouest.

Au Nord de la région d'Arica, dans la Haute Cordillère du Sud du Pérou et de l'Ouest Bolivien, la Formation Lupica est corrélée avec les formations Tacaza [Newell, 1949] et Huilacollo [Wilson et García, 1962], datées par K-Ar entre 23 et 15 Ma [Bellon et Lefèvre, 1976 ; Vatin-Perignon *et al.*, 1982]. A l'Est et au Nord-Est d'Arica (Ouest Bolivien), elle se corrèle avec les formations Abaroa et Mauri [Sirvas et Torres, 1966 ; Sanjinés *et al.*, 1995], datées (par K-Ar) entre 25 et 15 Ma [Everden *et al.*, 1977 ; Lavenu *et al.*, 1989 ; Rochat, 2000].

Au Sud-Est (Ouest Bolivien), la Formation Lupica est corrélée avec la Formation Carangas (ou Negreiros) datée (par K-Ar sur biotite) à 21 Ma [Gamble *et al.*, 1992 ; Avila-Salinas, 1994], et avec des volcanites situées dans la bordure ouest du Salar d'Uyuni [Est d'Empexa ; Avila-Salinas, 1991]. Immédiatement au Sud de la région d'Arica, à l'Ouest d'Arabilla (~19°15'S), une ignimbrite a fourni un âge (K-Ar sur biotite) de ~25,5 Ma, corrélée donc avec les tufs Lupica inférieurs. Cependant, plus au Sud dans la Haute Cordillère du Nord du Chili, on ne connaît pas de série corrélable avec la Formation Lupica [eg. Lahsen, 1982].

5- LE MIOCÈNE SÉDIMENTAIRE ET VOLCANIQUE DE LA CORDILLÈRE OCCIDENTALE

5.1- Séquences syntectoniques des dépressions Huaylas et Copaquilla

Entre la Cordillère Occidentale et la Précordillère, les dépressions de Huaylas (N) et Copaquilla (S) contiennent des séquences miocènes, sédimentaires détritiques (Strates Joracane et Formation Huaylas) et volcaniques (Formation Zapahuira). Ces dépôts parfois déformés, sont syntectoniques, associés à l'activité des chevauchements miocènes (chap. Déformation).

Strates Joracane

Les Strates Joracane [García, 1996] correspondent à une série de conglomérats continentaux d'extension très restreinte (vallée de Joracane au Sud-ouest de Belén), exposés sur ~5 km². Ces conglomérats forment une écaïlle tectonique pentée à l'Est, limitée à la base et au sommet par des chevauchements. La série a une épaisseur maximale de 600 m. Elle est constituée de conglomérats grossiers à fins, et de grès, semi-consolidés, de couleur marron et grise, avec des intercalations très locales d'argiles,

de tufs et de coulées d'andésites (Fig. 14, col. 7). La série est moyennement à bien stratifiée, en couches continues tabulaires ou lenticulaires d'épaisseur métrique à décimétrique. Les dépôts sont moyennement classés, formés par des galets moyennement à bien arrondis, parfois sphériques, souvent jointifs (dépôts «clast-supported»). On y observe souvent des paléo-chenaux métriques et des stratifications entrecroisées. Les galets, normalement imbriqués, correspondent principalement à des roches volcaniques et sédimentaires de la Formation Lupica (Oligocène supérieur-Miocène inférieur).

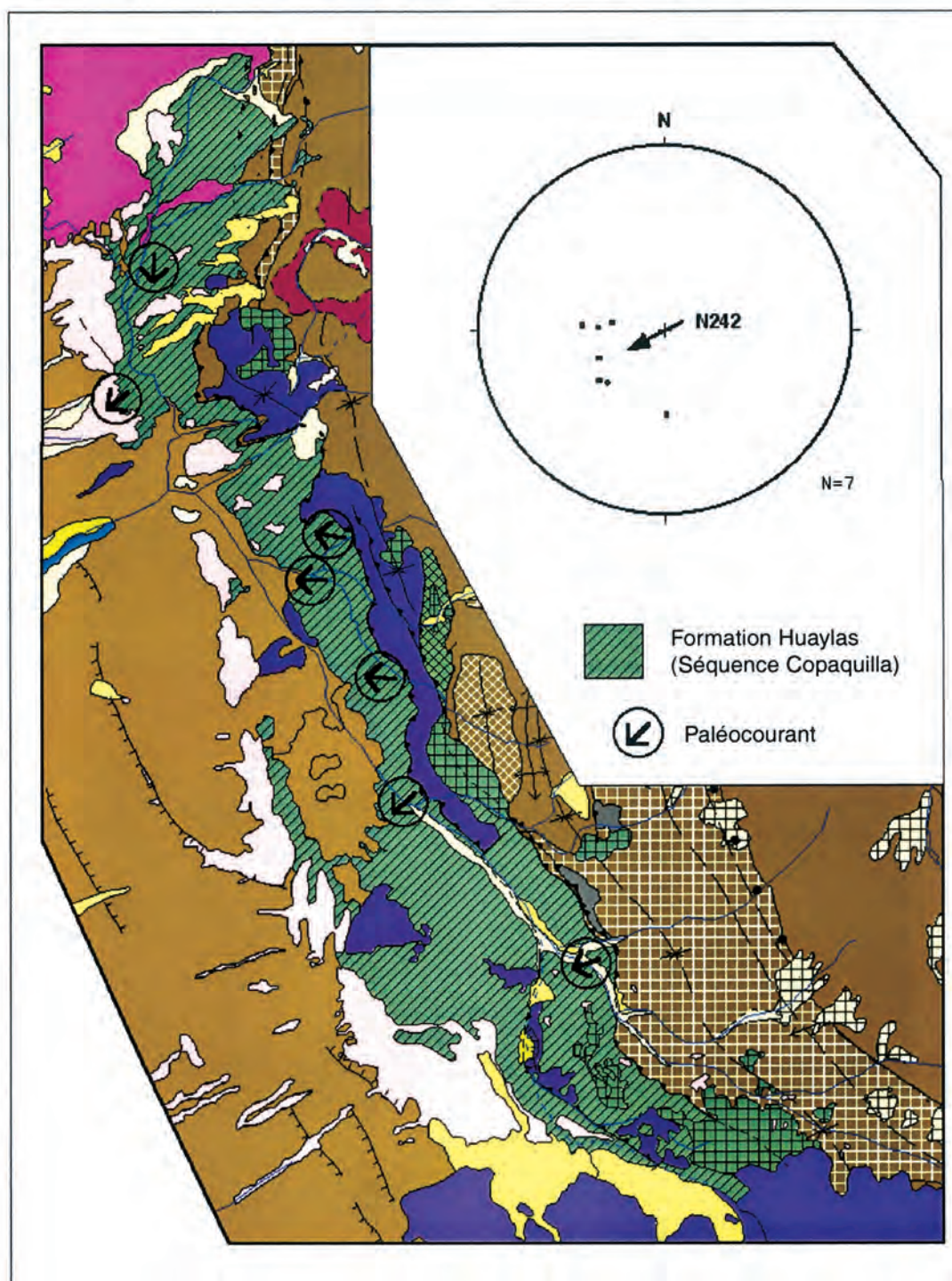


FIG. 21– Distribution des Strates Copaquilla et directions de courant.

Le diagramme stéréographique montre les pôles de plans d'imbrication des clastes et la direction de courant moyenne (N 242) ; sur ce diagramme chaque point correspond à la moyenne des mesures sur chaque site (entre 5 et 26 mesures) ; voir détail sur Fig. 18.

On n'a pas rencontré de clastes du Complexe Métamorphique de Belén (Précambrien-Paléozoïque), indiquant que celui-ci n'était pas exposé à l'érosion pendant le dépôt de la formation. La granulométrie, les structures sédimentaires et la composition observés dans les Strates Joracane indiquent un environnement nettement fluvial, essentiellement proximal, et relativement proche des appareils volcaniques. Ces graviers fluviaux grossiers sont, très probablement, générés par un soulèvement tectonique plus oriental (chap. Déformation).

Les Strates Joracane contiennent, dans leur partie inférieure, un tuf daté (K-Ar sur biotite) à $18,2 \pm 0,8$ Ma [García, 1996 ; Table 2]. Une lave de la partie supérieure est en cours de datation Ar-Ar, mais d'après les relations stratigraphiques et structurales régionales on estime un âge proche de 16 Ma pour le sommet des Strates Joracane. Ainsi, on peut assigner un âge Miocène inférieur tardif (18-16 Ma) à cette unité. Les graviers inclinés de Tignámar avaient été assimilés aux Strates Joracane, en se fondant sur leur disposition structurale et sur un âge (K-Ar sur biotite) à ~ 17 Ma obtenu sur un tuf intercalé [García, 1996]. Cependant, une nouvelle datation Ar-Ar de ce tuf, à ~ 10 Ma [Wörner *et al.*, 2000b ; Table 3], ainsi qu'une révision de la cartographie, conduisent à modifier cette attribution et à rattacher les graviers de Tignámar à la partie inférieure de la Formation Huaylas (Séquence Copaquilla).

Formation Zapahuira

La Formation Zapahuira [García, 1996] correspond à une série volcanique développée entre le Chañon de Belén et la Précordillère. Les affleurements occidentaux reposent en discordance d'érosion sur la Formation Oxaya et sont surmontés en discordance angulaire par la Formation Huaylas (Séquence Copaquilla). Les affleurements orientaux reposent soit en discordance angulaire sur la Formation Lupica, soit constituent des écaillies tectoniques, imbriquées à l'Est dans le Système de Chevauchements de Belén (chap. Déformation). À l'Ouest de Putre (Est de Puquios), ces strates constituent les restes d'une structure subcirculaire (probable caldeira ?). La Formation Zapahuira est formée par au maximum 600 m de coulées de laves de composition intermédiaire (Fig. 14, col. 6 et 7), souvent fraîches, de couleur noire, grise et marron. Ces laves sont porphyriques ou aphanitiques, et correspondent à des andésites basaltiques, à pyroxènes et olivine, et à des andésites et dacites, à pyroxènes et/ou oxyhornblende. Elles se présentent en séries mal ou moyennement stratifiées, en couches tabulaires continues d'épaisseurs décimétriques.

On a obtenu dans la Formation Zapahuira 8 âges K-Ar et 2 âges Ar-Ar (Table 4). Une andésite, située dans la partie nord-occidentale (à l'Ouest de Putre), a fourni un âge (K-Ar sur roche totale) à $15,0 \pm 1,2$ Ma (Table 4). À l'Ouest de Belén, on a obtenu deux âges (K-Ar sur roche totale) à $15,7 \pm 0,6$ et à $12,3 \pm 0,4$ Ma. Une andésite située à l'Ouest de Putre a fourni un âge (K-Ar sur roche totale) à $12,8 \pm 0,4$ Ma (Table 4). Dans la région de Copaquilla, on a obtenu un âge à $15,1 \pm 0,1$ Ma (Ar-Ar sur roche totale ; Wörner *et al.*, 2000b ; Table 5) et trois âges à ~ 12 Ma [K-Ar sur roche totale ; García, 1996 ; Table 4].

Toutes ces données géochronologiques indiquent un âge Miocène moyen (16-12 Ma) pour les Strates Zapahuira.

Formation Huaylas

Dans sa définition originelle la Formation Huaylas [Salas *et al.*, 1966 ; Viteri, 1979] comprenait plusieurs séquences sédimentaires subhorizontales du Tertiaire-Quaternaire de la Cordillère Occidentale d'Arica. Des travaux postérieurs ont séparé ces séries en fonction de leur faciès et de leur âge [Muñoz, 1988 ; Kött *et al.*, 1995 ; Muñoz et Charrier, 1996 ; García, 1996]. Dans ce travail, on propose de ne conserver le nom de Formation Huaylas qu'aux seules séquences de conglomérats, horizontaux à légèrement plissés, qui affleurent dans les dépressions de Huaylas (vallées de Huaylas et d'Allane) et de Copaquilla (rivière de Tignámar). On les a définies comme séquences Allane et Copaquilla.

La *Séquence Allane* recouvre en discordance angulaire les formations Lupica et Oxaya et quelques volcans miocènes, et est surmontée en discordance d'érosion par l'Ignimbrite Lauca (~ 3 Ma) et par des volcans plio-quaternaires. Cette séquence est constituée principalement de graviers moyens à fins, grès, argiles et calcaires, formant une série d'au maximum 200 m d'épaisseur, que nous avons subdivisée en trois parties.

La partie inférieure (100-120 m d'épaisseur) est formée de graviers fluviaux, rouges, marrons et jaunes, avec des intercalations de grès et de silts semi-consolidés. Ce sont des dépôts bien à moyennement stratifiés, en couches continues, tabulaires ou lenticulaires, d'épaisseurs métriques à décimétriques. Ils sont mal classés, et formés de débris arrondis et moyennement sphériques, parfois imbriqués, et toujours de composition volcanique. Des paléo-chenaux, à échelle métrique et centimétrique, et des stratifications entrecroisées, sont souvent observés. La partie intermédiaire (70-90 m d'épaisseur) de la Séquence Allane est constituée d'argiles, de grès et localement de cendres volcaniques rhyolitiques, semi-consolidés, de couleur caractéristique blanc, jaune clair ou vert clair. La série est finement litée, en couches continues d'épaisseurs centimétriques à millimétriques. Ce qui suggère un environnement lacustre de basse énergie pour ces dépôts très fins. Les argiles sont riches en bentonite, diatomite et kaolin, ce qui a motivé leur exploitation économique autour d'Alcérreca (mines Allane et Macarena). La partie supérieure (< 10 m d'épaisseur) a une distribution restreinte à l'Ouest, et se présente en affleurements dispersés. Elle est formée de calcaires bien consolidés, et localement de cherts (?), d'argiles et de grès, de couleur blanche, verte et jaune. La stratification est peu définie, en couches tabulaires grossières à fines, avec des géométries irrégulières.

Dans la partie intermédiaire de la Séquence Allane (vallée d'Allane, juste au Nord de la Carte hors texte), une intercalation très mince de cendres volcaniques, a fourni un âge (K-Ar sur biotite) à $7,5 \pm 1,1$ Ma (Table 4). Les caractéristiques sédimentologiques (granulométrie, structures sédimentaires, classement, degré d'émoussé de clastes) et compositionnelles observées dans la séquence complète, indiquent un dépôt dans un environnement



FIG. 22– Détail des graviers dans la Formation Huaylas supérieure, vallée de Lupica.

initialement fluvatile proximal à intermédiaire, et postérieurement lacustre de basse énergie, proche des systèmes volcaniques, pendant le Miocène supérieur.

A l'Ouest, la *Séquence Copaquilla* repose en légère discordance progressive sur les formations Oxaya et Zapahuira : la partie inférieure est concordante tandis que la partie supérieure recouvre en "on-lap" vers l'Ouest. Localement, elle remplit des paléo-vallées relativement profondes, et elle est surmontée en discordance d'érosion par l'Ignimbrite Lauca (~3 Ma ; Fig. 14, col. 6). A l'Est, la séquence est recoupée par des chevauchements miocènes à vergence ouest (chap. Déformation). Dans la région de Tignámar, ces chevauchements limitent la partie inférieure de l'unité délimitant une écaïlle tectonique pentée à l'Est. On distingue une partie supérieure qui recouvre en discordance angulaire les formations oligo-miocènes (principalement la Formation Lupica).

La *Séquence Copaquilla* est constituée au maximum de 400 m de graviers grossiers à fins, et grès, semi-consolidés, de couleur marron, grise, verte et bleue, avec des intercalations très locales d'argiles et de tufs rhyolitiques (Fig. 14, col. 6). La série est bien à moyennement stratifiée, en couches continues tabulaires ou lenticulaires, d'épaisseurs métriques à décimétriques. Les dépôts sont moyennement classés, formés par des galets bien à moyennement arrondis, parfois sphériques, souvent jointifs (dépôts «clast-supported»). On observe souvent des paléochenaux, d'échelles métriques et centimétriques, et des stratifications entrecroisées. La granulométrie diminue faiblement vers l'Ouest. Les galets, normalement imbriqués (Fig. 21), forment des dépôts polygéniques, avec une importante composante de roches volcaniques et sédimentaires issues de la Formation Lupica (Oligo-Miocène) et des roches métamorphiques issues du Complexe Métamorphique de Belén (Précambrien-Paléozoïque).

La présence de clastes du CMB indique que celui-ci était donc déjà exposé pendant le dépôt de la Séquence Copaquilla, ce qui constitue une différence notable avec les Strates Joracane, déposées dans la même région mais à des époques différentes. Les caractéristiques sédimentologiques (granulométrie, structures sédimentaires, degré d'émoussé de clastes) et compositionnelles observées dans la Séquence Copaquilla, indiquent un dépôt dans un environnement nettement fluvatile, proximal à intermédiaire, relativement proche des systèmes volcaniques. Des mesures d'imbrication de clastes indiquent que les paléo-courants venaient du NE, de l'E et du SE (Fig. 22 et 23) ; cela est compatible avec l'évolution de la granulométrie. Les graviers fluvatiles grossiers de cette unité ont été très probablement générés par un soulèvement oriental, mais ils remplissent l'espace créé au dos de l'Anticlinal d'Oxaya (chap. Déformation).

Concernant l'âge de la Séquence Copaquilla, dans la région de Tignámar, la partie inférieure de l'unité est inclinée à l'Est et contient une ignimbrite datée (Ar-Ar sur biotite) à $10,6 \pm 0,1$ Ma [Wörner *et al.*, 2000b ; Table 4 ; voir aussi Strates Joracane]. A Caragua, les grès légèrement inclinés de la partie inférieure ont fourni deux restes fossiles de vertébrés : *Typotheriopsis sp.* [Salinas *et al.*, 1991] et *Eutypotherium sp.* [Bargo et Reguero, 1989]. Ils sont assignés au Miocène moyen-supérieur [Bondesio, 1986 ; Marshall *et al.*, 1992 ; Flynn et Swisher, 1995]. Dans cette région, et plus au Sud, les grès inférieurs sont progressivement recouverts par des graviers horizontaux contenant une ignimbrite mince (rhyolitique) qui a été datée en deux sites, donnant quatre âges Ar-Ar (2 sur biotite et 2 sur amphibole), entre $9,9 \pm 1,0$ et $10,8 \pm 0,4$ Ma (Table 5). Nous considérons ces valeurs comme des âges d'extrusion, malgré les âges K-Ar (sur biotite) de $8,7 \pm 1,0$ et $14,8 \pm 0,9$ Ma, obtenus sur les mêmes échantillons (Table 5).

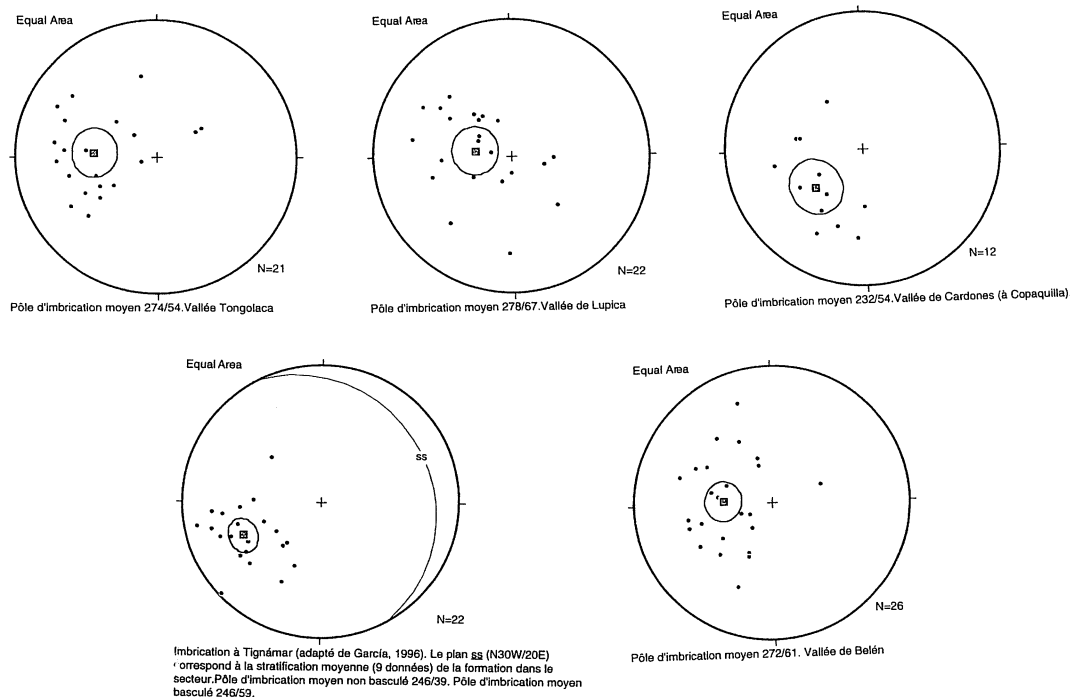


FIG. 23— Mesures d'imbrication de claste de la Formation Huaylas, dépression de Copaquilla (diagrammes stéréographiques modifiés d'après Garcia, 1996).

Cette ignimbrite a donc le même âge et la même composition que l'ignimbrite intercalée à Tignámar, mais les séries les contenant sont en contact tectonique entre elles. La position stratigraphique et les données géochronologiques et paléontologiques, indiquent donc un âge Miocène supérieur pour la Séquence Copaquilla, âge compris entre ~11 et 9 Ma pour la partie inférieure et entre 9 et ~7 Ma pour la partie supérieure.

5.2- Séquences syntectoniques de la Cordillère Occidentale Sud

Dans la partie sud-occidentale de la Cordillère Occidentale, apparaissent des séries sédimentaires détritiques et volcaniques (formations Chucal et Macusa respectivement). Elles remplissent des dépressions tectoniques, et sont déformées et associées à l'activité de chevauchements et plis miocènes (chap. Déformation).

Formation Chucal

La Formation Chucal a été définie [Muñoz, 1991], dans la partie sud de la Cordillère Occidentale, au NW du Salar de Surire, comme une séquence volcanique et sédimentaire continentale, moyennement plissée, d'une épaisseur de 1000 m. Riquelme [1998] a reconsidéré cette séquence ; il a dénommé Strates Cerro Chucal la partie moyenne-supérieure de la formation définie par Muñoz. Dans ce travail, nous considérons comme Formation Chucal la même série que Riquelme. Elle correspond à une série exposée de façon restreinte, sur ~8 km², à l'Ouest et à l'Est du Cerro Chucal. Cette série repose en légère discordance angulaire sur la Formation Lupica, et est recouverte en légère discordance angulaire par la Formation Macusa.

La Formation Chucal est constituée par un maximum de 400 m de grès et de conglomérats moyens à fins, semi-consolidés, de couleur marron, grise, verte ou violette (Fig. 14, col. 12). Les grès présentent des intercalations de calcaires, d'argiles et de cherts (?) ; ils sont plus abondants

dans la partie inférieure, tandis que les conglomérats, avec intercalations de grès et de brèches sédimentaires, prédominent dans la partie supérieure. La série est bien stratifiée, en couches continues tabulaires ou lenticulaires, d'épaisseurs métriques à centimétriques, avec laminations dans les grès et argiles. Les dépôts sont moyennement classés, formés par des galets, parfois imbriqués, bien à moyennement arrondis, parfois sphériques, souvent jointifs (dépôts «clast-supported»). Dans les conglomérats on observe parfois des paléo-chenaux d'échelle métrique. Des dépôts associés à des flux de débris et boueux sont intercalés. Les grès présentent localement des stratifications entrecroisées. Les clastes sont entièrement d'origine volcanique. La Formation Chucal constitue une série grano-croissante et strato-croissante. Les caractéristiques sédimentologiques (granulométrie, structures, degré d'émoussé de clastes,) et compositionnelles montrent que la série s'est déposée dans un environnement initialement lacustre, relativement fermé, de basse énergie, passant ensuite à un environnement fluvial, proximal à intermédiaire, avec présence d'éventails alluviaux coalescents et localement de plaines d'inondation [Riquelme, 1998], tout ceci à proximité des systèmes volcaniques. Le dépôt a été synchrone de l'étape intermédiaire de croissance de l'Anticlinal de Chucal [Riquelme, 1998] (chap. Déformation).

La Formation Chucal a fourni des fossiles de plantes et de vertébrés. Les restes de plantes (incluant les pollens) indiquent la présence de forêts et de steppes développées dans un climat chaud à tempéré, humide, mais avec peu de pluies [Charrier *et al.*, 1994a ; Kohler, 1999]. Les fossiles de vertébrés, qui incluent des restes de Mammifères, d'Oiseaux et de Reptiles, permettent d'attribuer un âge Miocène inférieur-moyen à la Formation Chucal [Charrier *et al.*, 1994b ; Flynn *et al.*, 1999 ; 2002]. Ceci est compatible avec la position stratigraphique, au dessus de la Formation Lupica (Oligocène supérieur-Miocène inférieur) et au dessous de la Formation Macusa (Miocène moyen-supérieur).

Formation Macusa

La Formation Macusa [Riquelme, 1998] correspond à une série volcanique et sédimentaire continentale, moyennement déformée, exposée dans la partie sud-ouest de la Cordillère Occidentale, dans les régions de la vallée de Macusa et du Cerro Chucal. Dans ce travail, on y a inclus les dépôts décrits comme Formation Umirpa [Riquelme, 1998]. Dans la région de Chucal, la Formation Macusa surmonte en faible discordance angulaire la Formation Chucal, et elle est recouverte en discordance angulaire par la Formation Lauca.

À l'Ouest, dans la vallée de Macusa, la Formation Macusa repose en légère discordance angulaire ("on-lap" vers l'Ouest) sur les formations Lupica et Oxaya et sur le Volcan Sucuna, et elle est surmontée en discordance angulaire par les volcans Familiani, Anocarire et Chuquiananta. Dans cette région, on observe des discordances progressives internes locales et des petits chevauchements syn-sédimentaires associés aux Plis de Sucuna (chapitre Déformation) dans la partie supérieure de la série [Formation Umirpa ; Riquelme, 1998].

Les Strates Macusa sont formées par au maximum 500 m de tufs et grès avec intercalations de conglomérats moyens à fins, de brèches sédimentaires et de coulées de laves (Fig. 14, col. 12). La série est moyennement stratifiée en couches continues tabulaires ou lenticulaires, d'épaisseurs décimétriques à centimétriques. Les tufs inférieurs, de couleur grise, rose et marron, n'affleurent qu'à l'Est. Ils s'agit d'ignimbrites, moyennement soudées, de composition acide, à cristaux, verre et fragments lithiques; parmi les cristaux on note du quartz, de la sanidine, du plagioclase, de la biotite et de l'oxyhornblende. Les sédiments sont semi-consolidés, de couleur grise, marron, jaune, violette ou verte. Ils sont mal à moyennement classés, et constitués entièrement par des clastes volcaniques, sub-anguleux à moyennement arrondis, rarement sphériques, parfois jointifs. Ces sédiments sont associés à des flux de débris et de boue. Une ignimbrite andésitique, l'Ignimbrite Chucal, est intercalée dans la partie supérieure de la série, avec une distribution latérale importante; elle peut atteindre 60 m d'épaisseur. Elle correspond à un tuf vitreux de couleur marron ou grise, à texture fortement eutaxitique, avec d'abondantes flammes noires centimétriques, contenant des phénocristaux de plagioclase et de pyroxènes. Les coulées de laves, supérieures, de couleur grise et noire, ont une distribution restreinte au Nord du Volcan Anocarire. Elles correspondent à des andésites et dacites, porphyriques ou aphanitiques, à pyroxènes et/ou amphibole. D'après les caractéristiques des dépôts sédimentaires (granulométrie, structures sédimentaires, composition, etc.), la Formation Macusa est caractéristique d'un environnement fluvial d'énergie variée, proximal à intermédiaire, très proche des systèmes volcaniques. Le dépôt a été synchrone de l'étape tardive de la croissance de l'Anticlinal de Chucal [Riquelme, 1998; chap. Déformation].

En ce qui concerne l'âge de la Formation Macusa, le tuf inférieur a été daté dans le Cerro Chucal (Ar-Ar sur biotite) à $17,5 \pm 0,4$ et 16 ± 3 Ma (Table 5). Dans les flammes de l'Ignimbrite Chucal on a obtenu deux âges (K-Ar

sur roche totale) à $11,2 \pm 0,5$ et $11,4 \pm 0,7$ Ma (Table 4), très concordants avec un âge à $11,5 \pm 0,4$ Ma [Ar-Ar sur plagioclase; Wörner *et al.*, 2000b] (Table 5). Les coulées de laves de la partie supérieure ont donné deux âges à $10,4 \pm 0,7$ Ma [K-Ar sur roche totale; Riquelme, 1998] et à $10,3 \pm 0,4$ Ma (Table 4). Ces datations et la position stratigraphique, indiquent donc un âge miocène moyen-supérieur pour la Formation Macusa.

5.3- Volcans et séquences volcaniques de la Cordillère Occidentale

Dans la Cordillère Occidentale d'Arica, le volcanisme miocène (20-6 Ma), est essentiellement effusif et de volume moyen. Il est représenté par des laves et des dômes qui forment des strato-volcans parfois bien conservés (volcans Quevilque, Sucuna, Tejene-Vilañumani, Marquez, Ancoma, Choquelimpie-Ajoya, Familiani), des séquences volcaniques stratifiées (Strates Pujullani-Guacapeque-Vichuta, Strates Cortacollo-Paquisa), et localement des tufs ignimbritiques intercalés dans les séries sédimentaires. Au cœur des quelques centres volcaniques, s'observe parfois de l'altération hydrothermale.

Volcan Quevilque (20-18 Ma). Cette unité avait été définie originalement comme «Caldera Zapahuira» [Katsui et González-Ferrán, 1968]. Il s'agit d'un volcan conservé à près de 25%, situé dans la partie NE de la Précordillère. Il couvre une surface de près de 50 km². Il est partiellement interstratifié avec la partie supérieure de la Formation Oxaya; plus précisément, il surmonte l'Ignimbrite Oxaya de ~20 Ma, et contient localement intercalée une ignimbrite de ~19 Ma. Sa base est à ~3100 m d'altitude et ses sommets à ~3650 m. Le Volcan Quevilque est formé essentiellement de coulées de laves andésitiques, moyennement stratifiées en couches d'épaisseurs décimétriques. Ces laves sont souvent fraîches, de couleur noire, marron et grise. Elles sont porphyriques, à pyroxènes et oxyhornblende. Sur ces laves, trois âges (K-Ar sur roche totale) à $19,7 \pm 0,5$, $17,7 \pm 0,6$ et $17,0 \pm 1,7$ Ma (Table 2) ont été obtenus. Ces âges sont concordants avec deux déterminations à $20,1 \pm 0,5$ et à $18,7 \pm 0,8$ Ma (Ar-Ar sur amphibole; Wörner *et al.*, 2000; Table 3). Au Nord (au sud-ouest de Alcérrecas), les laves du Volcan Quevilque sont corrélées avec des restes de volcans andésitiques formant une structure subcirculaire (probable caldeira?). Ces roches ont fourni un âge à $20,3 \pm 0,4$ Ma (Ar-Ar sur amphibole; Wörner *et al.*, 2000) et un âge (K-Ar sur roche totale) à $13,9 \pm 0,6$ Ma (âge interprété minimal; Table 4).

Strates Cortacollo-Paquisa (18-16 Ma). Elles correspondent à une série volcanique, subhorizontale à légèrement plissée, située dans la partie SE de la Cordillère Occidentale. Elles couvrent près de 100 km². Elles sont formées d'un maximum de 500 m de coulées de laves de composition intermédiaire et acide, et d'un dôme dacitique. Ces roches forment les restes de deux ou trois centres volcaniques, moyennement conservés. Les Strates Cortacollo-Paquisa reposent en discordance angulaire sur la Formation Lupica et elles sont recouvertes localement par la Formation Lauca.

N° d'échantillon	Unité Géologique	Long. W / UTM E	Lat. S / UTM N	Lithologie	Matériel	% K	Ar rad. (n/g)	%Ar Atm.	Age (Ma)	Erreur $\pm 2\sigma$	Age moyen	Observation	Référence
Volcan Familiari													
MAL-94	Vn. Familiari	464.4	7930.6	Tuf andésitique	Roche totale	3.266	0.862	83	6.8	± 0.7		Fiamme	ce travail
Volcan Choquelimpie-Ajoja													
CHO 098	Vn. Choquelimpie	69°15'35"	18°17'25"	Dyke dacitique	Roche totale	3.21	55.00		6.6	± 0.2		Dyke dacitique, post mineral	Wörner et al. (1988)
CH-218	(CH-4, dôme)	69°15'24"	18°19'10"	Dacite	Biotite	6.914	1.888	80	7	± 0.7		Dacite à bi	Aguirre (1990)
AJ-035	(AJ-1)	69°16'49"	18°16'00"	Andésite	Plagioclase				7	± 0.9		Andésite à hb et px	Aguirre (1990)
AJA 177	Vn. Ajoja	69°13'	18°14'	Andésite	Roche totale	2.36	27		7.1	± 0.2			Wörner et al. (1988)
AJ-063	Domos Ajoja	69°14'38"	18°16'28"	Dacite	Roche totale	2.601	0.742	83	7.3	± 0.4		Dacite à hb	Aguirre (1990)
CH-283	(CH-3)	69°16'20"	18°16'34"	Andésite ?	Roche totale	1.9	0.539	70	7.3	± 0.5			Aguirre (1990)
AJ-056	(AJ-1) ?	69°13'40"	18°14'12"	Andésite	Roche totale	1.995	0.559	66	7.3	± 0.5		Andésite à hb	Aguirre (1990)
CH-202	(CH-1) antiguo	69°16'15"	18°18'58"	Dacite	Plagioclase	0.467	0.215	94	11.8	± 3.9		Dacite à px et hb, bas K / Ar atm élevé, volcan à ~7 Ma	Aguirre (1990)
Volcan Ancoma													
GAL-36	Vn. Ancoma	452.979	7992.006	Daciandésite	Roche totale	2.674	0.649	13	6.2	± 0.2		Daciandésite à hb et px	ce travail
GAL-30	Vn. Ancoma	456.656	8006.46	Andésite	Roche totale	2.825	0.717	29	6.5	± 0.3		Andésite à px px, hb et ol	ce travail
GAL-29	Vn. Ancoma	455.921	8007.537	Andésite basaltique	Roche totale	1.637	0.522	43	8.2	± 0.4			ce travail
Volcan Marquez													
MAL-63	Vn. Marquez	459.8	7928.6	Daciandésite	Biotite	6.542	2.368	50	9.3	± 0.4			ce travail
Volcan Vilañuñumani-Tejene													
754-G	C. V. Vilañuñumani	452.73	7986.83	Andésite	Roche totale	2.328	0.9	77	9.9	± 0.6		Andésite à px	Billiton-SNGM (1996)
LAU 102	Vn. Tejene (Lauca supérieure)	69°23'25"	18°15'50"	Andésite	Roche totale	2.46	90.00		10.5	± 0.3			Wörner et al. (1988)
LAU 105	Vn. Tejene (Lauca, dôme)	69°24'10"	18°15'55"	Rhyodacite	Roche totale	3.67	87.00		10.5	± 0.3		Rhyodacite riche en cx	Wörner et al. (1988)
768-G	Vn. Tejene	456.1	7974.93	Dacite	Roche totale	2.066	0.928	60	11.5	± 0.7		Dacite à px, SE C° Pujullani	Billiton-SNGM (1996)
756-G	C. V. Vilañuñumani	451.13	7983.4	Dacite	Roche totale	2.395	1.102	27	11.8	± 0.6			Billiton-SNGM (1996)
Volcan Sucuna													
MAL-93	Vn. Sucuna	463.05	7918.35	Andésite	Roche totale	1.334	0.575	39	11	± 0.4	âge pond= 11.6 ± 0.4		ce travail
MAL-65	Vn. Sucuna	465.25	7920.4	Andésite	Roche totale	2.192	1.084	73	12.7	± 0.8			ce travail
MAL-80	Vn. Sucuna	450.4	7913.9	Andésite basaltique	Roche totale	1.13	0.688	68	15.0	± 0.6	#1		ce travail
Formation Zapahuira													
G-45	Formation Zapahuira	69°39.1'	18°25.8'	Andésite basaltique	Roche totale	1.62	0.7177	47	11.4	± 0.6	11.7 ± 0.7 °	âge moyen de deux laboratoires, correction 2 σ	García (1996)
						1.632	0.764	42	12	± 0.7			ce travail
MAL-139	Formation Zapahuira ??	441.4	7958.7	Andésite	Roche totale	2.164	0.974	22	11.5	± 0.4	âge pond=12,3 $\pm 0,4$		ce travail
						2.202	1.170	28	13.6	± 0.5			
G-44	Formation Zapahuira	69°36.6'	18°23.2'	Andésite basaltique	Roche totale	1.25	0.6172	56	12.7	± 0.2		correction 2 σ	García (1996)
G-43	Formation Zapahuira	69°35.0'	18°24.1'	Andésite basaltique	Roche totale	1.44	0.718	47	12.8	± 0.4		correction 2 σ	García (1996)
MAL-126	Formation Zapahuira	7987.6	433.35	Andésite basaltique	Roche totale	2.197	1.100	25	12.8	± 0.4			ce travail
GAL-42	Formation Zapahuira	428.394	8003.92	Andésite	Roche totale	0.882	0.479	48	13.9	± 0.6		Andésite à px	ce travail
MAL-121	Formation Zapahuira	428.7	7983	Andésite basaltique	Roche totale	1.68	0.985	79	15	± 1.2			ce travail
G-25	Formation Zapahuira ??	441.9	7957.1	Dacite	Roche totale	2.080	1.283	26	15.7	± 0.6	#1		ce travail
						2.097	1.271	42					
Laves Guacapeque-Vichuta													
MAL-96	"Lavas Guacapeque"	455.5	7961.2	Dacite	Roche totale	2.649	1.632	21	15.8	± 0.7			ce travail
Laves Paquis													
MAL-51	Laves	487.05	7935.6	Dacite	Roche totale	2.698	1.675	17	15.9	± 0.5			ce travail
MAL-86	Laves	490.35	7939.1	Andésite	Roche totale	2.554	1.603	17	16.1	± 0.6			ce travail
GAL-19	Dôme Paquis	485.165	7937.636	Dacite	Biotite	6.643	4.471	51	17.2	± 0.6			ce travail
MAL-56	Dôme Paquis	485.25	7937.5	Dacite	Biotite	6.393	4.451	33	17.8	± 0.5			ce travail
Volcan Quevilque													
MAL-161	Cdn. Quevilque	426.35	7972.45	Andésite	Roche totale	1.594	0.946	82	17	± 1.0	#1	autre âge à 9,8 Ma	ce travail
						1.594	1.107	84					
MAL-113	Cdn. Quevilque	437.65	7977.7	Andésite	Roche totale	1.737	1.199	42	17.7	± 0.6			ce travail
MAL-118	Cdn. Quevilque	7974.95	426.8	Andésite	Roche totale	1.916	1.444	36	19.7	± 0.5	#1		ce travail
						1.916	1.505	40					
Formation El Diablo													
MAL-129	Formation Diablo	410.85	7943	Andésite (claste)	Roche totale	1.304	0.748	68	14.7	± 0.8		âge max pour la Fm	ce travail
MAL-44	Formation Diablo	396.05	7896.8	Tuffite	Biotite	6.604	4.049	65	15.7	± 0.7		âge max pour la Fm	ce travail
Formation Chucal-Sucuna													
MAL-62	Série Macusa	471.05	7928.8	Andésite	Roche totale	2.151	0.868	19	10.3	± 0.4			ce travail
R4112	Série Macusa	69°12.5'	18°46'	Andésite	Roche totale				10.4	± 0.7			Riquelme (1998)
MAL-58	Ignimbrite Chucal	477.55	7933	Tuf andésitique	Roche totale	2.432	1.061	49	11.2	± 0.5			ce travail
MAL-64	Ignimbrite Chucal	7920.1	469.1	Tuf andésitique	Roche totale	2.25	1.002	74	11.4	± 0.7			ce travail
Formation Joracane-Huaylas													
GAL-41	Formation Huaylas	433.604	8010.559	Cendre fine	Biotite	6.031	1.725	92	7.3	± 1.7			ce travail
MAL-142	Formation Huaylas	442	7951.85	Ignimbrite	Biotite	5.956	2.024	85	8.7	± 1.0			ce travail
MAL-138	Formation Huaylas	440.1	7957.25	Ignimbrite	Biotite	5.552	3.206	72	14.8	± 0.9		bas K bi contaminée (âge max ce travail	
G-42	sédiments basculés Tignámar	69°29.1'	18°34.6'	Ignimbrite	Biotite	5.822	3.816	79	16.8	± 1.5		bas K bi contaminée (âge max García (1996)	
G-27	Formation Joracane	69°32.3'	18°28.6'	Tuf	Biotite	6.861	4.885	42	16.2	± 0.8			García (1996)
Strates Las Cuevas													
GAL-24	N Vilañuñumani	448.534	7991.815	Dacite	Roche totale	1.982	1.045	29	13.1	± 0.4	#1		ce travail
						1.982	0.986	43					

TABLE 4.- Ages K/Ar du Miocène moyen-supérieur.

La plupart des roches de cet âge sont des laves andésito-dacitiques, la méthode utilisée est souvent K-Ar sur roche totale; comme en général ces roches sont fraîches, les résultats sont fiables et compatibles avec la stratigraphie. L'échantillon G-45 a été daté (K-Ar sur roche totale) par deux laboratoires différents donnant deux âges très concordants entre eux, avec une moyenne à 11,7 \pm 0,7 Ma. Deux échantillons présentent des problèmes analytiques mineurs dus probablement à l'hétérogénéité du matériel daté (roche totale). L'échantillon MAL-139 (Formation Zapahuira) a été daté deux fois par K-Ar, donnant des âges discordants, à 11,5 \pm 0,4 et 13,6 \pm 0,5 Ma. L'échantillon MAL-93 (Volcan Sucuna) a donné aussi deux âges discordants à 11,0 \pm 0,4 et 12,5 \pm 0,5 Ma. Dans ces deux cas-là, on a considéré la moyenne des âges (discordants) comme l'âge d'extrusion. Un âge K-Ar sur plagioclase dans le Volcan Choquelimpie-Ajoja à 11,8 \pm 3,9 n'est pas considéré comme fiable : le plagioclase montre un K très bas et un Argon atmosphérique très élevé, et de plus, l'âge est incompatible avec les autres valeurs dans l'unité (volcan à 7-6 Ma).

L'ignimbrite de la Séquence Copaquilla (Formation Huaylas), à Tignámar, a été datée, par K-Ar sur biotite à 16,8 \pm 1,5 Ma, et par Ar-Ar sur biotite à 10,6 \pm 0,1 Ma. Ces deux âges sont compatibles avec la stratigraphie, mais on considère que l'âge K-Ar est moins fiable et peu précis, puisque la biotite analysée est à basse teneur en K (~5,8 %) ; et riche en Argon atmosphérique. Il est possible qu'il y ait contamination par des xénocristaux plus anciens (dans les fragments lithiques); ceci est moins probable avec la méthode Ar-Ar. La même ignimbrite à Caragua, a été datée en deux endroits par K-Ar sur biotite et par Ar-Ar sur biotite et amphibole (échantillons MAL-138 et 142). L'âge K-Ar à 14,8 \pm 0,9 Ma est incompatible avec la stratigraphie générale, et la biotite présente une teneur en K très basse (~5,6 %), tandis que l'échantillon MAL-142 (à 8,7 \pm 1,0 Ma) montre une biotite avec une teneur en K acceptable (~6 %) mais un Argon atmosphérique élevé (85%) ; ce dernier résultat est donc peu fiable. Par Ar-Ar, les répétitions ont donné quatre âges autour de 10 Ma, plus fiables.

La partie plus ancienne de la série correspond à un dôme dacitique, subcirculaire, d'extension restreinte ($\sim 1 \text{ km}^2$) ; la roche est de couleur marron et grise, et de texture porphyrique et fluidale, avec des phénocristaux de plagioclase, biotite et amphibole. Les coulées de laves et les ignimbrites, souvent fraîches, constituent des séries mal à moyennement stratifiées, en couches d'épaisseurs décimétriques de couleur grise, marron et verte. Leur composition est celle de rhyolites, dacites et andésites. Des tufs (à cristaux, verre et lithiques) et des laves rhyolitiques aphanitiques, affleurent au Nord ; ils sont à cristaux de sanidine, quartz, plagioclase et biotite. Des dacites et andésites, essentiellement porphyriques, à pyroxènes et/ou oxyhornblende, affleurent au Sud. Le dôme dacitique a fourni un âge moyen (K-Ar sur biotite) à $17,6 \pm 0,5 \text{ Ma}$ (Table 4). Dans les laves on a obtenu deux âges (K-Ar en roche totale) à $16,1 \pm 0,6$ et à $15,9 \pm 0,5 \text{ Ma}$ (Table 4).

Strates Pujullani-Guacapeque-Vichuta (16-12 Ma). Elles correspondent à une série volcanique exposée de manière discontinue sur la bordure orientale du Chañon de Belén. La série repose en légère discordance angulaire sur la Formation Lupica et est recouverte au Sud par la Formation Lauca et au Nord par les volcans Tejene-Vilañuñumani et Taapaca. Les Strates Pujullani-Guacapeque-Vichuta sont constituées par au maximum 400 m de coulées de laves de composition intermédiaire. Les laves, de couleur noire, grise et marron, se présentent parfois altérées et en séquences mal stratifiées, en couches d'épaisseurs décimétriques. Elles sont porphyriques ou aphanitiques, et correspondent à des dacites et andésites, à hornblende, biotite et/ou pyroxènes. Dans le secteur de Pujullani, deux âges (K-Ar sur roche totale) à $11,5 \pm 0,7$ et $11,8 \pm 0,6 \text{ Ma}$ ont été obtenus [Billiton-SNGM, 1996]. Dans la vallée de Guacapeque, une dacite a fourni un âge à $15,8 \pm 0,7 \text{ Ma}$ (K-Ar sur biotite ; Table 4).

A l'Est de Putre, (Est du Régiment Huamachuco) une lave andésitique-dacitique, épaisse de $\sim 120 \text{ m}$ et légèrement pentée au NW (de 0 à 20°), surmonte une série sédimentaire, exposée de façon restreinte ($\sim 8 \text{ km}^2$). La série est formée par au plus 50 m de conglomérats fluviatiles, moyens à fins, volcano-détritiques et en partie bréchiques, des grès semi-consolidés et des dépôts de "block and ash" dacitique. La lave, porphyrique, à pyroxènes, a fourni un âge de $13,1 \pm 0,4 \text{ Ma}$ (K-Ar sur roche totale ; Table 4).

Volcan Sucuna (15-12 Ma). C'est un volcan de grande extension latérale ($\sim 250 \text{ km}^2$), relativement bien conservé, situé dans la partie sud de la Précordillère. Il a une forme conique aplatie ; sa base est à $\sim 3500 \text{ m}$ d'altitude et ses sommets à $\sim 4300 \text{ m}$. Le Volcan Sucuna repose en discordance d'érosion sur la Formation Oxaya et est localement surmonté par les Strates Macusa. Au centre il montre une dépression de type caldeira de $\sim 7 \text{ km}$ de diamètre. Il est formé de coulées de laves fraîches, de couleur noire, marron et grise, essentiellement porphyriques. Il s'agit essentiellement d'andésites basaltiques, à pyroxènes \pm olivine. Dans la partie NW du volcan (Cerro Pastacollo ; $\sim 8 \text{ km}^2$), on observe un dôme andésitique, porphyrique, à pyroxènes et oxyhornblende. Les andésites basaltiques ont fourni deux âges à $15,0 \pm 0,6$ et à $11,6 \pm 0,4 \text{ Ma}$ (K-Ar sur roche totale ; Table 4). Le dôme du Cerro Pastacollo a donné un âge à $12,7 \pm 0,8 \text{ Ma}$ (K-Ar sur roche totale ; Table 4).

Volcan Tejene-Vilañuñumani (12-10 Ma). Il s'agit d'un volcan de taille moyenne ($\sim 80 \text{ km}^2$), relativement bien conservé, situé dans la partie NW de la Cordillère Occidentale. Il repose en discordance sur la Formation Lupica ou sur les Strates Pujullani, et est localement surmonté par la Formation Lauca. Sa base est à $\sim 4500 \text{ m}$ d'altitude et ses sommets à $\sim 4900 \text{ m}$. Il est formé par des coulées de laves fraîches, de couleur grise et marron, essentiellement porphyriques. Il s'agit d'andésites, à pyroxènes \pm amphibole, et de dacites, à amphibole \pm pyroxènes \pm biotite. Un dôme rhyodacitique très porphyrique, formé de 50% de phénocristaux (biotite, amphibole et deux feldspaths) a été décrit [Wörner *et al.*, 1988]. Dans le secteur de Vilañuñumani, un âge (K-Ar sur roche totale) à $9,9 \pm 0,6 \text{ Ma}$ a été obtenu [Billiton-SNGM, 1996 ; Table 4]. Ce résultat est compatible avec deux âges à $\sim 10,5 \text{ Ma}$ obtenus sur le centre Tejene [K-Ar sur roche totale ; Wörner *et al.*, 1988 ; Table 4].

Volcan Marquez ($\sim 9 \text{ Ma}$). C'est un grand volcan, qui couvre près de 150 km^2 de superficie, situé dans la partie SE de la Précordillère. Il a conservé une forme conique. Il repose en discordance d'érosion sur la Formation Oxaya et est surmonté à l'Est par le Volcan Familiani. Sa base est à ~ 3600 d'altitude et ses sommets à $\sim 4800 \text{ m}$. Le Volcan Marquez est affecté en son cœur par une altération argileuse. Les coulées de laves périphériques sont fraîches, de couleur grise, noire et marron, essentiellement porphyriques. Elles correspondent à des andésites, à pyroxènes et oxyhornblende, et à des dacites, à oxyhornblende et biotite. Une dacite a fourni un âge à $9,3 \pm 0,4 \text{ Ma}$ (K-Ar sur biotite ; Table 4), très concordant avec un autre âge à $9,2 \pm 0,3 \text{ Ma}$ [Ar-Ar sur amphibole ; Wörner *et al.*, 2000b] (Table 4).

Volcan Ancoma (8-6 Ma). Il s'agit d'un volcan de taille moyenne ($\sim 130 \text{ km}^2$), relativement bien conservé, situé dans la partie NW de la Cordillère Occidentale. Il repose en discordance sur la Formation Lupica et est localement surmonté par les volcans Larancagua et Taapacá. Sa base est à $\sim 4400 \text{ m}$ d'altitude et ses sommets à $\sim 5350 \text{ m}$. Le Volcan Ancoma est formé de coulées de laves fraîches, de couleur grise, noire et marron, porphyriques ou aphanitiques. Il s'agit d'andésites basaltiques, à pyroxènes, amphibole et/ou olivine, et d'andésites et dacites, à pyroxènes et/ou amphibole. Elles ont fourni trois âges (K-Ar sur roche totale) à $8,2 \pm 0,4$, $6,5 \pm 0,3$ et $6,2 \pm 0,2 \text{ Ma}$ (Table 4).

Volcan Choquelimpie-Ajoya ($\sim 7 \text{ Ma}$) [Wörner *et al.*, 1988 ; Aguirre, 1990]. C'est un grand volcan composé par deux centres d'émission majeurs (Ajoya et Choquelimpie), qui couvrent une surface de $\sim 150 \text{ km}^2$. Il est relativement bien conservé dans la partie NE de la Cordillère Occidentale. Il repose en discordance sur la Formation Lupica et est localement surmonté par la Formation Lauca. Sa base est à $\sim 4500 \text{ m}$ et ses sommets à $\sim 5200 \text{ m}$. Les centres Choquelimpie et Ajoya montrent en leurs cœurs des cratères subcirculaires (de 3 à 6 km de diamètre) avec une altération argileuse. L'altération et une minéralisation épithermale or-argent ont motivé son exploitation économique. Les coulées de laves périphériques sont fraîches, de couleur grise, marron et noire, porphyriques et aphanitiques. Il s'agit essentiellement d'andésites et de dacites, à pyroxènes, oxyhornblende et/ou biotite.

Echantillon	Sous unité	Coordonnée Long. W / UTM E	Coordonnée Lat. S / UTM N	Lithologie	Méthode	Matériel	% 40Ar rad.	Age (Ma) ± erreur (2σ)	Observations	Référence
Volcan Marquez CMA-10		69°24'05"W	18°42'25"S	Andésite	Ar-Ar	Amphibole		9.2±0.3 **	1 ou 2 stades de dégazage	Wörner et al. (2000b)
Formation Hauylas										
MAL-138	Séquence Copaquilla inf.	7957,25	440,1	Ignimbrite	Ar-Ar	Biotite Amphibole		11.4±0.5 * 10.8±1.1 *		Ce travail
MAL-142	Séquence Copaquilla inf.	7951,85	442	Ignimbrite	Ar-Ar	Biotite Amphibole		10.8±0.4 * 9.9±1.0 *		Ce travail
TIG-94-106	Séquence Copaquilla inf.	69°28'55"W	18°35'40"S	Ignimbrite	Ar-Ar	Biotite		10.6±0.1 *	âge plateau de bonne qualité	Wörner et al. (2000b)
Formation Macusa										
SUR-94-113	Ignimbrite Chucal	69°05'55"W	18°43'05"S	Ignimbrite	Ar-Ar	Plagioclase		11.5±0.4 *		Wörner et al. (2000b)
MAL-90	Ignimbrite inférieure	484,2	7928,5	Ignimbrite	Ar-Ar	Biotite		17.5±0.4 * 16±3 **		Ce travail
Formation Chucal										
CHC-94-116	Basal of sequence	69°06'00"W	18°44'05"S	Ignimbrite	Ar-Ar	Sanidine		18.8±0.1 *		Wörner et al. (2000b)
Formation Zapahuira										
COP-94-216		69°35'45"W	18°23'40"S	Andésite	Ar-Ar	Roche totale		15.1±0.1 **	spectre un peu perturbé	Wörner et al. (2000b)
HUY-94-165		69°41'00"W	18°04'00"S	Andésite	Ar-Ar	Amphibole		20.3±0.4 **		Wörner et al. (2000b)
Volcan Quevivilque										
ZAP 01	Cordon Quevivilque	69°37'55"W	18°18'15"S	Andésite	Ar-Ar	Amphibole		20.1±0.5 #	échantillon traité ou non à HF 5 %	Wörner et al. (2000)
ZAP 03	Cordon Quevivilque	69°35'55"W	18°16'20"S	Andésite	Ar-Ar	Amphibole Hbl (0.35)	47.4	18.70±0.80 **	Cordon Quevivilque, près Zapahuira	Wörner et al. (2000)
Intrusifs miocènes de la Haute Cordillère										
GAL-51		442,3	7970,85	Monzodiorite	U-Pb	Zircon		16.0±0.6		Ce travail

* = Ar-Ar âge plateau
 ** = Ar-Ar âge fusion totale
 # = Ar-Ar âge isochrone

TABLE 5. – Ages Ar/Ar et U/Pb du Miocène moyen-supérieur.

Localement, des rhyodacites ont été décrites. Sept âges K-Ar, entre $6,6 \pm 0,2$ et $7,3 \pm 0,5$ Ma ont été obtenus [Wörner *et al.*, 1988 ; Aguirre, 1990] (Table 4).

Volcan Familiari (~7 Ma). Il s'agit d'un volcan de taille moyenne (~70 km²), bien conservé, situé dans la partie SW de la Cordillère Occidentale. Avec une forme conique, il repose en discordance sur la Formation Lupica, les Strates Macusa et le Volcan Marquez. Sa base est à ~4000 m d'altitude et ses sommets à ~4600 m. Le Volcan Familiari est formé essentiellement de coulées de laves et d'ignimbrites, fraîches, de couleur grise et marron. Ces roches sont de composition andésitiques, à oxyhomblende et pyroxènes. Les flammes d'une ignimbrite andésitique ont fourni un âge (K-Ar sur roche totale) à $6,8 \pm 0,7$ Ma (Table 4).

5.4- Intrusifs subvolcaniques de la Haute Cordillère Occidentale

Ils correspondent à au moins quatre corps d'extension superficielle relativement restreinte, qui recoupent la Formation Lupica, principalement dans la partie ouest de la Haute Cordillère Occidentale (Carte géologique hors texte), où ils provoquent une importante altération hydrothermale (propylitique, silico-argileuse, silicification). Ces intrusifs eux-mêmes présentent systématiquement une altération propylitique de degré léger à moyen, avec des minéraux ferromagnésiens transformés en chlorite, épidote et calcite, et des feldspaths transformés en argiles et calcite.

Au Sud-Ouest de Putre, affleure un massif de ~10 km², constitué par une monzodiorite quartzifère, à grain moyen, renfermant pyroxènes et amphiboles. Cette roche est de couleur grise, verte et rose. Elle est recoupée par des filons aplitiques et contient des enclaves basiques centimétriques. Autour de Murmuntani, un corps de ~12 km², est formé par une monzonite à grain moyen, en partie porphyrique, à pyroxènes et amphibole, de couleur grise, rose et verte. Elle est recoupée par des filons aplitiques et basiques. Cette monzonite a fourni un âge à $16,0 \pm 0,6$ Ma (U-

Pb sur zircon ; Table 5). Plus à l'Est, un autre corps, de ~7 km² d'extension, a été décrit comme un intrusif porphyrique dacitique, et daté à $12,5 \pm 0,6$ Ma [K-Ar sur biotite ; Muñoz et Charrier, 1996] (Table 4). Au Sud de Chapiquiña, affleure un massif de ~4 km² ["Diorite de Chapiquiña" de Salas *et al.*, 1966] constitué par une diorite, de couleur verte, grise et rose, à grain moyen à fin et en partie porphyrique, à pyroxènes et amphiboles. Elle est recoupée par des filons aplitiques et contient des enclaves mafiques centimétriques. Enfin, au Sud du Volcan Guallatiri, un petit corps (~1 km²), constitue une monzodiorite quartzifère de couleur grise et vert, à grain moyen, à amphibole et pyroxènes. Cet intrusif inclut des corps irréguliers de dacites porphyriques à amphiboles.

Les données radiométriques obtenues sur deux de ces corps intrusifs, proches de 16 et de 12 Ma, sont considérés comme des âges de cristallisation et donc représentatifs de l'âge des intrusifs de ce groupe.

6- LE PLIOCÈNE-QUATÉNAIRE VOLCANIQUE ET SÉDIMENTAIRE

6.1- Sédiments et séquences sédimentaires et volcaniques

Les sédiments et séquences sédimentaires et volcaniques, plio-quaternaires, qui affleurent dans la région d'Arica, correspondent à des dépôts alluviaux, fluviaux, lacustres, marins littoraux, colluviaux, glaciaires, de salares et de glissements. Ils contiennent localement des intercalations volcaniques mineures. Des plus anciens aux plus récents, on distingue:

Formation Lauca

La Formation Lauca [Muñoz, 1988 ; Kött *et al.*, 1995 ; Gaupp *et al.*, 1999) est une série sédimentaire continentale, qui remplit le Bassin de Lauca dans la partie centrale de la Cordillère Occidentale. Elle s'étend sub-horizontalement sur près de 1.000 km². La Formation Lauca repose en discordance angulaire sur la Formation Lupica (Oligocène supérieur-Miocène inférieur) et sur des roches volcaniques miocènes (strates Macusa, Pujullani-

Guacapeque-Vichuta et Cortacollo-Paquis, et volcans Tejene-Vilañuñmani, Choquelimpie-Ajoya). Son sommet correspond à la surface d'érosion actuelle, et elle est surmontée localement par le Volcan Guallatiri (<1 Ma). Elle est incisée par la rivière Lauca, sur au maximum 150 m.

La Formation Lauca est constituée par un maximum de 200 m de grès, graviers moyens à fins, silts et argiles, semi-consolidés, de couleur marron, jaune, verte et grise, avec des intercalations de tufs, de calcaires, de diatomites et de gypse (Fig. 14, col. 8 et 12). Les niveaux inférieurs de la Formation Lauca ne sont exposés qu'au Sud du Bassin. Une intercalation ignimbrique (Ignimbrite Lauca), de large extension, est présente dans la partie intermédiaire-supérieure de la formation et déborde les limites du Bassin Lauca. Les dépôts forment une série bien stratifiée, en couches continues tabulaires et/ou lenticulaires, d'épaisseurs métriques à centimétriques. Les graviers et les grès sont peu ou moyennement classés, formés par des galets subanguleux ou arrondis, parfois sphériques, souvent jointifs. Ils sont associés à des dépôts de flux de débris et de boue. Localement, on observe des paléo-chenaux d'échelles métriques à centimétriques et des stratifications entrecroisées. Les clastes sont entièrement d'origine volcanique. Les dépôts fins bien laminés (silts, argiles, calcaires, diatomites, gypse) suggèrent un environnement de dépôt lacustre. Dans la partie supérieure de la formation, on observe souvent des dépôts très mal classés, grossiers à moyens, interprétés comme des dépôts glaciaires («moraines distales») et/ou fluvio-glaciaires.

L'Ignimbrite Lauca correspond à un dépôt pyroclastique de couleur rose, grise ou marron. En dehors du Bassin Lauca, l'ignimbrite est bien représentée dans les dépressions de Huaylas et Copaquilla ; des restes isolés sont également observés dans la Dépression Centrale. Dans les dépressions de Huaylas et Copaquilla ce niveau volcanique avait été décrit comme une autre ignimbrite de même composition [Ignimbrite Huaylas ; eg. García, 1996] en raison de son âge apparemment différent [Naranjo et Paskoff, 1985 ; voir aussi discussion ci-dessous et Table 6]. Dans le Bassin Lauca, son épaisseur peut atteindre 40 m, mais ailleurs elle peut atteindre 150 m. Il s'agit d'un tuf moyennement soudé, vitreux de composition acide, à cristaux et fragments lithiques ; parmi les cristaux on note du quartz, de la sanidine, du plagioclase, de la biotite et parfois de l'amphibole. Les fragments lithiques, de couleur rouge et marron, sont de composition principalement andésitique, et peu abondants. A l'Ouest de Guallatiri, on observe deux unités de flux superposées, chacune de ~15 m d'épaisseur : l'unité inférieure, de couleur rose, est vitreuse (fine) et montre un «surge» de base (épais de 1 m et peu étendu latéralement) ; l'unité supérieure, de couleur grise, est grossière, bréchique, et plus riche en ponces et en cristaux.

Age et implications

Dans les sédiments de la Formation Lauca sont présents des restes d'ostracodes, des diatomites, des plantes et des pollens, qui indiquent un âge Miocène à Pléistocène [Muñoz, 1988 ; Kött *et al.*, 1995 ; Gaupp *et al.*, 1999].

Dans la partie inférieure de la formation des « tuffs horizons » ont fourni 3 âges compris entre $5,4 \pm 0,2$ et $6,0 \pm 0,3$ Ma [K-Ar sur biotite ; Kött *et al.*, 1995] (Table 6). L'épaisseur (<50 cm) et l'extension restreinte de ces « horizons », ainsi que l'analyse des faciès sur le terrain, montrent qu'il s'agit de tufs remaniés ; leur datation donne donc un âge maximal miocène tardif pour le dépôt de la Formation Lauca inférieure. Une lave andésitique, du Cône El Rojo (à l'Est du Cerro Lliza, Guallatiri), interstratifiée avec la formation, a donné un âge moyen à $2,8 \pm 0,2$ Ma [K-Ar sur roche totale ; Kött *et al.*, 1995 ; Table 6].

L'Ignimbrite Lauca a fourni 5 âges Ar-Ar [Wörner *et al.*, 2000b ; ce travail] : trois sur sanidine à $2,72 \pm 0,01$, $2,7 \pm 0,2$ et $2,4 \pm 0,4$ Ma, et deux sur biotite à $2,81 \pm 0,03$ et $3,0 \pm 0,4$ Ma (Table 7). Six mesures K-Ar [Kött *et al.*, 1995 ; Muñoz et Charrier, 1996 ; ce travail] ont donné des âges entre $2,0 \pm 0,3$ et $2,9 \pm 0,1$ Ma, avec une moyenne à $2,5 \pm 0,2$ Ma (Table 6), très concordants avec les mesures Ar-Ar. Cependant, dans la Précordillère et la Dépression Centrale, cette ignimbrite a fourni six âges K-Ar sur biotite entre $4,1 \pm 0,4$ et $4,8 \pm 0,3$ Ma [Naranjo et Paskoff, 1985 ; ce travail] (Table 6). Ceci a fait que L'Ignimbrite Lauca a été considérée, dans cette région, comme une ignimbrite différente [eg. García, 1996]. Cependant, la datation Ar-Ar sur biotite d'un échantillon (GAL-48), daté également par K-Ar, dans ce travail, montre que certaines biotites ont des coeurs anciens et des bordures jeunes, avec des âges autour de 2 et 3 Ma ; ceci explique que les âges K-Ar (sur biotite) soient plus élevés que ceux Ar-Ar. En conclusion, pour l'Ignimbrite Lauca, on considère que les âges les plus fiables sont ceux obtenus par Ar-Ar, qui donnent des valeurs toujours situés autour de 2,7 Ma. Cette ignimbrite a une polarité magnétique Normale [Parraguez, 1998 ; Tapia *et al.*, 2000], ce qui est compatible avec son âge selon l'échelle globale de polarité magnétique [Cande et Kent, 1995]. L'Ignimbrite Lauca est corrélée, dans l'Ouest Bolivien, avec l'Ignimbrite Pérez d'âge similaire [Everden *et al.*, 1977 ; Lavenue *et al.*, 1989 ; Marshall *et al.*, 1992].

Pour la Formation Lauca, les données géo-chronologiques et paléontologiques, et la position stratigraphique, indiquent un âge Pliocène-Pléistocène (5-1 Ma). La partie inférieure de la Formation Lauca est caractérisée par une alternance de dépôts détritiques alluviaux fluviaux, proximaux à intermédiaires, et de sédiments lacustres, tandis que la partie supérieure, au dessus de l'Ignimbrite Lauca, contient des niveaux alluviaux, glaciaires, et localement lacustres et colluviaux [Kött *et al.*, 1995 ; Gaupp *et al.*, 1999]. La Formation Lauca n'est pas déformée ; elle est seulement recoupée par des failles très espacées et de rejet maximum 2 m. Le remplissage plio-pléistocène du Bassin Lauca s'est donc effectué dans un régime de calme tectonique [Kött *et al.*, 1995].

Dépôts de glissements

Analogues aux dépôts du «Glissement de Lluta», décrits dans le chapitre Analyse géomorphologique, des dépôts associés à des écroulements gravitaires sur les versants et escarpements abrupts des vallées majeures (eg. Lluta, Azapa, Camarones, etc.) se sont produits pendant le Plio-Quaternaire.

Ils sont de grandes dimensions, chacun couvrant jusqu'à 20 km² de superficie. Les dépôts sont hautement chaotiques, semi-consolidés, sans stratification, et très mal classés, formés de blocs et mégablocs de tailles métriques à hectométriques. Ils sont en général monogéniques, constitués d'éléments d'ignimbrites et de sédiments, des formations Oxaya et El Diablo, c'est à dire de roches de haute compétence et localement très fracturées. Les dépôts de glissements se sont produits sur une plage de temps assez large, postérieurement à l'incision des vallées. Ils reposent parfois sur les dépôts fluvio-alluviaux anciens (vallée de Camarones). On les assigne donc au Pliocène-Quaternaire, mais quelques-uns pourraient être d'âge miocène tardif.

Dépôts fluvio-alluviaux anciens

Il s'agit de graviers et de sables, semi-consolidés, de couleur marron, grise, jaune et verte, avec intercalations de silts, de tufs et de diatomites. Ces dépôts se présentent bien stratifiés, en couches continues tabulaires ou lenticulaires, d'épaisseurs métriques à décimétriques. Ils sont peu à moyennement classés, formés des galets bien arrondis et parfois sphériques ; les galets sont principalement d'origine volcanique. On observe souvent des paléo-chenaux métriques. Les dépôts sont associés à des flux de débris et de boue. Ils contiennent parfois intercalé l'ignimbrite Lauca du Pliocène (~3 Ma). Ils se retrouvent formant des plaines alluviales ou des terrasses «perchées», souvent disséquées par les vallées actuelles. Au Nord d'Arica, aux embouchures des vallées d'Escritos, de Gallinazos, de Lluta et d'Azapa, ces dépôts sont très étendus (150 km²) et épais (jusqu'à 300 m) ; ils ont été dénommés Formation Concordia par Salas *et al.* [1966] et Vogel et Vila [1980]. L'ignimbrite Lauca (~3 Ma) est intercalée dans la partie supérieure. Au Sud de la vallée de Lluta, à l'Est de Molinos, ces dépôts fluvio-alluviaux anciens recouvrent en discordance les dépôts du «Glissement de Lluta». Dans cette subdivision on a aussi inclus les dépôts lagunaires de Caleta Camarones [Muzzio, 1986]. L'âge de ces dépôts fluvio-alluviaux anciens se situe entre le Pliocène et l'Holocène.

Dépôts de salares de la Dépression Centrale

Ils se distribuent sur la marge occidentale de la Dépression Centrale, surmontant la Formation El Diablo. Ils correspondent à des couches subhorizontales de sels ou de silts riches en sel, et /ou à des croûtes de sels, d'épaisseurs centimétriques à métriques, de couleur blanche et jaune. Ils sont constitués essentiellement de sulfates (Gypse-Anhydrite) et chlorures (Halite). Dans le Salar de Cototos, on observe un manteau d'anhydrite de 1 à 6 m d'épaisseur qui est surmonté par un manteau de halite de 0,5 à 1 m d'épaisseur [Sayes, 1975 ; Gajardo *et al.*, 1997].

Dépôts sédimentaires quaternaires

Dépôts glaciaires (Qm). Ils correspondent essentiellement à des moraines latérales et frontales, développées sur les versants de hauts sommets (Volcans de la Haute Cordillère Occidentale, Chañon de Belén, ...).

Dépôts colluviaux (Qc). Il s'agit de dépôts chaotiques, non consolidés, de blocs et cailloux, monogéniques, sans stratification et mal classés. On les trouve sur les versants abrupts des vallées formant des cônes d'éboulis.

Dépôts fluviaux et alluviaux récents (Qa). Il s'agit des graviers, sables et silts, semi-consolidés, polygéniques. Ils se distribuent principalement dans les systèmes de drainage actifs (rivières Lluta, Azapa, Camarones, Lauca). Ils incluent des dépôts de flux de débris et de boue, de cônes alluviaux, et localement (Cordillère Occidentale) des dépôts palustres.

Dépôts éoliens (Qe). Ils se distribuent localement dans quelques secteurs de la Dépression Centrale, surmontant la Formation El Diablo. Ils forment des dunes, en général actives, et peu épaisses (d'épaisseur inférieure à 5 m). Les dépôts correspondent essentiellement à des sables bien classés, non consolidés, de couleur grise et marron. Les clastes, polygéniques, sont subanguleux à arrondis, et moyennement sphériques.

Dépôts du Salar de Surire (Qs). Ils correspondent à des couches subhorizontales de sels ou silts riche en sels, et/ou à des croûtes de sels, d'épaisseurs centimétriques à métriques, et de couleur blanche et jaune. Ils sont constitués essentiellement de borates (Ulexite), et en proportion moindre des sels de Li, K et Na [Salas, 1975 ; Gajardo *et al.*, 1997]. Ces dépôts sont associés à l'activité volcanique quaternaire des alentours (Arintica, Puquintica, Chiguana).

Dépôts littoraux (Ql). Ces dépôts avaient été considérés initialement comme une partie occidentale et supérieure de la Formation Concordia [Salas *et al.*, 1996 ; Vogel et Vila, 1980]. Ils sont localisés sur la côte au Nord d'Arica. Il s'agit essentiellement de sables bien classés de couleur grise, non consolidés et sans stratification. Quelques galets centimétriques, principalement d'origine volcanique, bien arrondis, sont parfois incorporés. Ces dépôts littoraux contiennent des restes de coquilles de Pelecypodes [*Mulinia edulis* et *Mesodesma donacium* ; Frassinetti, 2000, com. orale] qui indiquent un âge quaternaire.

6.2- Volcans de la Haute Cordillère Occidentale

Dans la région d'Arica, le volume occupé par les volcans plio-quaternaires (5-0 Ma) est relativement modeste (Fig. 12). Les laves et dômes forment des strato-volcans en général bien conservés et non altérés (volcans Taapaca, Larancagua, Pomerape, Parinacota, Guallatiri, Arintica, Puquintica, Chuquiananta, Chiguana). A ce volcanisme effusif sont aussi associées des ignimbrites, isolées ou intercalées dans des sédiments (eg. Ignimbrite Lauca).

Volcan Anocarire (~5 Ma). C'est un volcan de taille moyenne (~50 km²), moyennement conservé, situé dans la partie sud de la Cordillère Occidentale. Avec sa forme conique, il repose en discordance angulaire sur la Formation Lupica et les Strates Macusa. Sa base est à ~4400 m d'altitude et ses sommets à ~5000 m. Le cœur est affecté par une altération argileuse. Les coulées de laves périphériques sont fraîches, de couleur grise et marron, souvent porphyriques. Les laves correspondent à des andésites et dacites, à oxyhornblende, biotite et/ou pyroxènes. Une dacite a fourni un âge (K-Ar sur biotite) à 5,1 ± 0,7 Ma (Table 6).

EVOLUTION OLIGO-NÉOGÈNE DE L'ALTIPLANO OCCIDENTAL (NORD DU CHILI, ARICA)

Echantillon	Unité géologique	Long. W / UTM E	Lat. S / UTM N	Lithologie	Matériel	% K	Ar rad. (nl/g)	%Ar Atm.	Edad (Ma)	Erreur $\pm 2\sigma$	Age moyen	Référence	Observation
Volcan Guallatiri													
GAL-21	Vh. Guallatiri	488.723	7956.674	Dacite	Biotite	6.838	0.057	99	<1			Ce travail	
GAL-22	Vh. Guallatiri	484.902	7957.163	Cendre volcanique	Biotite	6.484	0.091	98	<1			Ce travail	
Volcan Parinacota													
PAR 082	Unité II	69°10'10"	18°11'10"	Andésite	Roche totale	2.99 §	0.38 §		0.01	±0.02		Wörner et al. (1988)	andésite à amphibole
PAR 016	Unité II	69°06'15"	18°12'	Dacite	Roche totale	3.67 §	1.23 §		0.05	±0.01		Wörner et al. (1988)	
PAR 048	dôme, Unité Ib	69°10'35"	18°10'55"	Rhyodacite	Roche totale	4.04 §	6.23 §		0.11	±0.01		Wörner et al. (1988)	
PAR 121	Unité Ia	69°09'	18°12'05"	Andésite	Roche totale	3.27 §	1.87 §		0.11	±0.02		Wörner et al. (1988)	andésite à amphibole
PAR 074	Chungará	69°09'08"	18°11'55"	Andésite	Roche totale	3.32 §	2.79 §		0.19	±0.01		Wörner et al. (1988)	andésite à amphibole
PAR 118	Chungará	69°08'12"	18°12'55"	Andésite	Roche totale	3.21 §	1.78 §		0.26	±0.02		Wörner et al. (1988)	andésite à amphibole
CAQ 001	dôme Caquena (jeune)	69°13'05"	18°03'45"	Andésite	Roche totale	3.27 §	1.47 §		0.28	±0.04		Wörner et al. (1988)	andésite à amphibole
CHU 171	dôme Chucuyo (Vilacollo)	69°18'15"	18°13'50"	Andésite	Roche totale	2.94 §	2.55 §		0.29	±0.05		Wörner et al. (1988)	andésite à cpx
Volcan Taapaca													
TAP-001	Vh. Taapaca			Dacite	Roche totale	2.69	6.43 §		0.08	±0.04	#1	Wörner et al. (2000)	Taapaca block & ash flow
GAL-25	Vh. Taapaca	443.377	7994.098	Dacite	Biotite	6.961	0.265	97	1	±0.6		Ce travail	
Volcan Pomerape													
POM 116	Unité III	69°08'10"	18°04'40"	Andésite	Roche totale	3.25 §	7.43 §		0.11	±0.01		Wörner et al. (1988)	andésite à cpx
POM 152	Cône mafique, Unité II	69°06'25"	18°05'10"	Andésite basaltique	Roche totale	1.43 §	3.2 §		0.19	±0.01		Wörner et al. (1988)	andésite à olivine
POM 149	Unité II	69°06'25"	18°05'10"	Andésite	Roche totale	1.55 §	1.91 §		0.22	±0.02		Wörner et al. (1988)	andésite à olivine
Volcan Puquintica													
MAL-55	Vh. Puquintica	498.15	7933.25	Dacite	Roche totale	2.885	0.028	95	0.3	±0.1		Ce travail	
SUP-025	Surire-Puquintica			Andésite	Roche totale	2.38	14.85 §		0.49	±0.02		Wörner et al. (2000)	dacite vitreuse base S du cr
Volcan Arintica													
MAL-52	Vh. Arintica	492.25	7932.4	Andésite	Roche totale	1.885	0.037	95	0.5	±0.2		Ce travail	
SUA-006	Surire-Arintica			Andésite	Roche totale	3.07	19.72 §		0.64	±0.02		Wörner et al. (2000)	bombe columnaire flanc S
Volcan Chiguana													
MAL-68	Vh. Chiguana	497.35	7909.05	Andésite	Biotite	7.05	0.383	94	1.4	±0.4		Ce travail	
Volcan Chuquiananta													
MAL-67	Vh. Chuquiananta	484.5	7913.7	Andésite	Biotite	7.216	0.487	93	1.7	±0.5		Ce travail	
Volcan Larancagua													
GAL-32	Vh. Larancagua	463.73	7998.655	Andésite	Roche totale	1.837	0.279	57	3.9	±0.2		Ce travail	andésite à 2 Px
Volcan Anocarire													
MAL-66	Vh. Anocarire	474.15	7927.7	Andésite	Biotite	6.726	1.345	78	5.1	±0.7		Ce travail	
Formation Lauca													
LAB 19/39	Ignimbrite Lauca	69.26°	18.51°	Tuff	Feldspath	3.992	0.31	89	2	±0.3		Hom et al. in Kött et al. (1995)	
NMG-462	Ignimbrite Lauca		485	7945	Ignimbrite	Roche totale			2.3	±0.7		Muñoz y Charrier (1996)	
LAB 6/30	Ignimbrite Lauca	69.21°	18.45°	Tuff	Feldspath	4.242	0.38	78.1	2.3	±0.2		Hom et al. in Kött et al. (1995)	
LAB 16/32	Ignimbrite Lauca	69.14°	18.63°	Tuff	Feldspath	4.242	0.48	63.2	2.9	±0.1		Hom et al. in Kött et al. (1995)	
GAL-33	Ignimbrite Lauca	465.893	7996.432	Tuff	Biotite	2.77	0.29	82	2.7	±0.3		Hom et al. in Kött et al. (1995)	
						6.521	0.717	29	2.8	±0.6		Ce travail	Ponce dacitique
							moyenne		2.7	±0.2	#2		
Cône "El Rojo Norte"	Volcan Guallatiri												
ELRN	Cône "El Rojo Norte"	69°11'45"	18°28'05"	Andésite basaltique	Roche totale	2.189	0.26	74	3.1	±0.2		Hom et al. in Kött et al. (1995)	
						2.189	0.2	75	2.3	±0.2			
						2.189	0.26	76	3.1	±0.2			
LAU91-071	Formation Lauca (base)	69°11'05"	18°33'20"	Tuff	Biotite	7.215	1.51	56	5.4	±0.2		Rundie in Kött et al. (1995)	
LAU91-117	Formation Lauca (base)	69°08'30"	18°34'50"	Tuff	Biotite	7.215	1.56	47	5.5	±0.2		Rundie in Kött et al. (1995)	
						6.656	1.61	57	6.2	±0.2			
LAU91-116	Formation Lauca (base)	69°09'03"	18°33'55"	Tuff	Biotite	7.243	1.7	62	6	±0.3		Rundie in Kött et al. (1995)	
Ignimbrite Huaylas													
MAL-160	Ignimbrite Huaylas	400.6	7962.95	Ignimbrite	Biotite	7.347	1.185	79	4.1	±0.4		Ce travail	
GAL-48	Ignimbrite Huaylas	441.47	8057.317	Tuff	Biotite	6.482	1.057	77	4.2	±0.3		Ce travail	
GAL-28	Ignimbrite Huaylas	454.56	8007.891	Ignimbrite	Biotite	6.775	1.123	79	4.3	±0.6		Ce travail	
NP-41	Ignimbrite Huaylas	69°30.0'	18°38.4'	Ignimbrite	Biotite	7.367	1.255	69	4.4	±0.3		Naranjo et Paskoff (1985)	
MAL-148	Ignimbrite Huaylas	399.4	7971.85	Ignimbrite	Biotite	7.064	1.252	73	4.6	±0.3		Ce travail	bi de ponce
NP-47	Ignimbrite Huaylas	69°38.6'	18°23.6'	Ignimbrite	Biotite	7.39	1.392	70	4.8	±0.3		Naranjo et Paskoff (1985)	
							moyenne		4.4	±0.3	#2		
MAL-48	Ignimbrite Huaylas	390.85	7894.15	Cendre volcanique	Biotite	7.195	1.805	59	6.4	±0.5		Ce travail	bi contaminée (âge max)

TABLE 6— Ages K/Ar du Pliocène-Quaternaire.

Pour l'Ignimbrite Lauca, les résultats radiométriques obtenus ces dernières années ont été controversés. Elle a fourni 5 âges Ar-Ar (Wörner *et al.*, 2000 ; ce travail) : trois sur sanidine à 2,72±0,01, 2,7±0,2 et 2,4±0,4 Ma, et deux sur biotite à 2,81±0,03 et 3,0±0,4 Ma, avec une moyenne à 2,73±0,02. Six mesures K-Ar (Kött *et al.*, 1995 ; Muñoz et Charrier, 1996 ; ce travail) ont donné des âges entre 2,0±0,3 et 2,9±0,1 Ma, avec une moyenne à 2,5±0,2, très concordante avec les mesures Ar-Ar. Cependant, dans la Précordillère et la Dépression Centrale, cette ignimbrite a fourni six âges K-Ar sur biotite (Naranjo et Paskoff, 1985 ; ce travail) entre 4,1±0,4 et 4,8±0,3 Ma, avec une moyenne à 4,4±0,3 Ma ; ceci bien que la plupart des déterminations aient été réalisées sur des biotites extraites de ponces (donc sûrement magmatiques et non xénocristaux). Un âge K-Ar sur biotite, à 6,4±0,5 Ma est discordant, et considéré non fiable à cause d'une possible contamination par des xénocristaux plus anciens. Les datations Ar-Ar (sur sanidine et biotite) de l'échantillon GAL-48 (situé au Nord), datés également par K-Ar (sur biotite), montrent que certaines biotites ont des âges anciens (un groupe à 10±3 Ma et un autre à 470-3.650 Ma) qui font "vieillir" les âges, tandis que les bordures ont des âges autour de 2-3 Ma. Ce phénomène n'est pas mis en évidence avec la méthode K-Ar. L'échantillon MAL-48 montre une situation similaire : âge K-Ar à 6,7 Ma et âge Ar-Ar à 2,8 Ma. En conclusion, pour l'Ignimbrite Lauca, on considère comme plus fiables les âges Ar-Ar, qui donnent toujours des valeurs autour de 2,7 Ma. Les âges K-Ar des échantillons LAB6/30, LAU91-117, ELRN, reportés par Kött *et al.* (1995), pour la Formation Lauca et le Cône El Rojo, montrent des répétitions discordantes entre elles. Malgré cela, on a considéré leur moyenne comme âge d'extrusion.

Echantillon	Localisation	Long. W / Lat. S	Lithologie	Minéral (K wt.%)	% 40Ar rad	Age (Ma) $\pm 2\sigma$	Observations	Référence
Volcan Taapaca								
LLU 91 01C	Taapaca, route 4 km E de Alcerreca	17°58'35"S / 69°38'20" W	Dacite	Sanidine (8.9)	81.8	1.27 ± 0.04*	bloc Taapaca ancien & ash flow, Q. Allan	Wörner et al. (2000)
TAP-97-MC	Taapaca, coulée courte S du sommet	18°07'45"S / 69°30'55" W		Sanidine (<10)		0.039 ± 0.003	megacrystal, moyenne de 4 analyses	Wörner et al. (2000)
Lauca-Perez - ignimbrite								
LLU 91	proche de la route, 5 km E Alcerreca	17°58'40"S / 69°38'20" W	Ignimbrite	Sanidine (6.0)	74.7	2.72 ± 0.18	# cours supérieur du Rio Lluta	Wörner et al. (2000)
ZAP 181	sur la route internationale près Pucari	18°22'15"S / 69°38'20" W	Ignimbrite	Sanidine (4.6)	63.5			
				Sanidine (6.7)	67.2	2.72 ± 0.01*	près Zapahuira	Wörner et al. (2000)

* = Ar-Ar plateau age

** = Ar-Ar total fusion age

Age moyen

TABLE 7— Ages Ar/Ar du Pliocène-Quaternaire.

Volcan Larancagua (~4 Ma). Il s'agit d'un volcan de taille moyenne (~60 km²), moyennement conservé, situé dans la partie nord de la Cordillère Occidentale. Il repose en discordance sur le Volcan Ancoma. Sa base est à ~4700 m d'altitude et ses sommets à ~5350 m. Il est formé de coulées de laves fraîches, de couleur grise, noire et marron, essentiellement porphyriques. Il s'agit d'andésites et de dacites, à pyroxènes et/ou hornblende. Une andésite a fourni un âge (K-Ar sur roche totale) à $3,9 \pm 0,2$ Ma (Table 6).

Volcan Chuquiananta (~1,7 Ma). C'est un grand volcan, qui couvre près de 150 km² de superficie, bien conservé, situé dans la partie centre-sud de la Cordillère Occidentale. Il repose en discordance sur la Formation Lupica et les Strates Macusa. Sa base est à ~4200 m d'altitude et ses sommets à ~5500 m. Il est formé de coulées de laves fraîches, de couleur grise, marron et noire, porphyriques ou aphanitiques. Il s'agit d'andésites et de dacites, à oxyhornblende et/ou biotite. Une andésite a donné un âge (K-Ar sur biotite) à $1,7 \pm 0,5$ Ma (Table 6).

Volcan Chiguana (~1,4 Ma). Il s'agit d'un petit volcan (~30 km²), moyennement conservé, situé dans la partie centre-sud de la Cordillère Occidentale. On n'observe pas son substratum ; sa base est à au moins ~4300 m d'altitude et son sommet atteint ~5300 m. Il est formé de coulées de laves fraîches, de couleur noire, marron et grise, porphyriques. Elles correspondent essentiellement à des andésites, à oxyhornblende et/ou biotite. Une andésite a fourni un âge (K-Ar sur biotite) à $1,4 \pm 0,4$ Ma (Table 6).

Volcan Arintica (0,5-0,6 Ma). C'est un volcan de taille moyenne (~60 km²), bien conservé, situé dans la partie SE de la Cordillère Occidentale. On n'observe pas son substratum ; sa base est au moins à ~4200 m d'altitude et son sommet atteint ~5500 m. Il est formé de coulées de laves fraîches, de couleur grise et marron, porphyriques et aphanitiques. Il s'agit d'andésites et de dacites, à oxyhornblende, pyroxènes, et localement de rhyolites [Wörner *et al.*, 1992b]. Une andésite a été datée (K-Ar en roche totale) à $0,5 \pm 0,2$ Ma (Table 6). Wörner *et al.* [2000b] ont obtenu un âge (K-Ar sur roche totale) à $0,64 \pm 0,02$ Ma (Table 6).

Volcan Puquintica (0,3-0,5 Ma). Il s'agit d'un grand volcan, qui couvre une surface de ~120 km², bien conservé, situé dans la partie SE de la Cordillère Occidentale. Il repose en discordance sur la Formation Lupica. Sa base est à ~4200 m et son sommet atteint ~5600 m. Il est formé de coulées de laves fraîches, de couleur grise, marron et noire, essentiellement porphyriques. Il s'agit d'andésites et de dacites, à oxyhornblende et pyroxènes [Wörner *et al.*, 1992b ; ce travail]. Une andésite a fourni un âge (K-Ar sur roche totale) à $0,3 \pm 0,1$ Ma (Table 6). Wörner *et al.* [2000b] ont obtenu un âge (K-Ar sur roche totale) à $0,49 \pm 0,02$ Ma (Table 6).

Volcan Taapaca (<1,3 Ma). C'est un volcan de grande taille (~120 km²), encore actif, situé dans la partie NW de la Cordillère Occidentale. Il repose en discordance sur la Formation Lupica et le Volcan Ancoma.

Sa base est à ~3800 m d'altitude et ses sommets à ~5800 m. Il est formé de coulées de laves fraîches, de couleur noire, marron et grise, porphyriques et aphanitiques. Il s'agit essentiellement d'andésites et dacites [Wörner *et al.*, 1992b]. La bordure SW du volcan est caractérisée par la présence d'un grand dépôt (~40 km²) de «block and ash» dacitique, très porphyrique, avec des phénocristaux de feldspaths, biotite et amphibole. Une dacite a fourni un âge à $1,0 \pm 0,6$ Ma (K-Ar sur biotite ; Table 6). Deux âges (Ar-Ar sur sanidine) et un âge (K-Ar sur roche totale) avec des valeurs inférieures à 1,27 Ma ont été rapportés [Wörner *et al.*, 2000b ; Table 6 et 7]. Le Volcan Taapaca montre encore une activité fumerollienne.

Volcan Pomerape (0,11-0,22 Ma). C'est un volcan de taille moyenne, qui couvre près de 70 km² dans la partie NE de la Cordillère Occidentale. Il a conservé sa forme conique. On n'observe pas son substratum ; sa base est au moins à ~4500 m d'altitude et son sommet atteint ~6250 m. Il est formé de coulées de laves fraîches, de couleur grise et marron, porphyriques. Il s'agit essentiellement d'andésites et de dacites, à amphibole et/ou pyroxènes [Wörner *et al.*, 1988]. Des cônes parasites d'andésites basaltiques, à olivine et clinopyroxène, ainsi que d'abondants xénolithes granitiques, ont été décrits dans ce volcan [Wörner *et al.*, 1988]. Les laves ont fourni trois âges entre $0,11 \pm 0,01$ et $0,22 \pm 0,02$ Ma [K-Ar sur roche totale ; Wörner *et al.*, 1988] (Table 6).

Volcan Parinacota (<0,26 Ma). Il s'agit d'un grand volcan (~170 km²), encore actif, situé dans la partie NE de la Cordillère Occidentale (Photographie de couverture). Il a une forme conique bien caractéristique. On n'observe pas son substratum ; sa base est au moins à ~4500 m d'altitude et son sommet atteint les ~6350 m. Il est formé de coulées de laves fraîches, de couleur grise, noire et marron, porphyriques et aphanitiques. Il s'agit d'andésites et de dacites, et localement de rhyolites [Wörner *et al.*, 1988]. Des cônes parasites d'andésites basaltiques, à olivine et clinopyroxène ont été aussi décrits [Wörner *et al.*, 1988]. Une grande avalanche de débris, qui couvre une superficie de 110-140 km² avec un volume de 5-6 km³, s'est développée dans la partie ouest du volcan lors d'une étape tardive de son évolution [Wörner *et al.*, 1988; Clavero *et al.*, 2000]. Trois âges (fiabiles) ont été reportés sur ce volcan, avec des valeurs inférieures à 0,26 Ma [K-Ar sur roche totale ; Wörner *et al.*, 1988] (Table 6). Le Volcan Parinacota montre encore une activité fumerollienne.

Volcan Guallatiri (<1 Ma). C'est un grand volcan encore actif, qui couvre près de 200 km² de superficie, et qui est situé dans la partie centro-orientale de la Cordillère Occidentale. Il repose en discordance sur la Formation Lupica. Sa base est à ~4500 m d'altitude et son sommet à ~6050 m. Il est formé de coulées de laves fraîches, de couleur grise, marron et noire, porphyriques ou aphanitiques. Il s'agit essentiellement de dacites, et localement d'andésites et de rhyolites [Wörner *et al.*, 1992b ; ce travail]. Dans la partie sud du volcan, une dacite, ainsi qu'un tuf, ont fourni deux âges <1 Ma (K-Ar sur biotite ; Table 6). Ce volcan montre encore une activité fumerollienne.

7- SYNTHÈSE ET CONCLUSIONS

Dans la région d'Arica, l'évolution de l'importante série oligo-néogène, volcanique (70-90%) et sédimentaire (10-30%), peut être divisée en quatre périodes principales : l'Oligocène, l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur, le Miocène moyen-supérieur et le Pliocène-Quaternaire.

Pendant l'Oligocène (~35-26 Ma), une période de sédimentation fluviale importante est enregistrée dans la Dépression Centrale. Cette sédimentation est représentée par un maximum de 500 m d'épaisseur de conglomérats et grès polygéniques de la Formation Azapa. Les dépôts recouvrent en discordance régionale une surface peu accidentée, sculptée dans le substratum mésozoïque-paléocène. La granulométrie diminue vers le Sud-Ouest, et la direction moyenne des paléo-courants, à partir de mesures d'imbrication de clastes, est de N220°. Les dépôts sont donc liés à l'érosion d'une proto-Cordillère Occidentale.

L'absence de dépôts lacustres implique que les eaux traversaient vers l'Ouest la barrière de la Cordillère de la Côte. L'absence d'intercalations volcaniques dans la série, y compris de tufs distaux, suggère qu'aucun volcanisme important d'âge oligocène (~35-26 Ma) n'existait dans la Cordillère Occidentale.

L'Oligocène supérieur-Miocène inférieur (26-19 Ma) est une période de grande activité volcanique, effusive et explosive, liée à la formation de caldeiras d'effondrement. Dans l'arc, à l'Est (Cordillère Occidentale), cet épisode est représenté par un maximum de 2.500 m d'andésites, dacites, ignimbrites acides, et intercalations sédimentaires alluviales, fluviales et lacustres, de la Formation Lupica. Ici, l'Oligocène supérieur repose directement sur le substratum précambrien-paléozoïque ; il n'y a pas trace d'un arc volcanique éocène-oligocène inférieur. Dans la partie Est de la Cordillère Occidentale, la Formation Lupica est en partie contemporaine d'un faible plissement.

Dans l'avant-arc, à l'Ouest (Dépression Centrale et Précordillère), les produits volcaniques distaux (d'extracaldeira), au maximum 1.000 m d'ignimbrites rhyolitiques volumineuses, sont localement arrivés jusqu'à l'Océan Pacifique. Ces ignimbrites sont intercalées avec des sédiments alluviaux fluviaux, et localement (au Sud-Ouest) lacustres, formant l'ensemble de la Formation Oxaya. On reconnaît au moins sept unités successives d'ignimbrites, qui d'après leur âge et leur composition sont corrélées avec celles de la Formation Lupica. Une sédimentation alluviale restreinte est enregistrée dans les petits bassins oligo-miocènes de la Cordillère de la Côte.

Pendant le Miocène-Quaternaire (18-0 Ma), le volcanisme et la sédimentation continentale ont été de volume relativement modeste. Le volcanisme, essentiellement effusif, est distribué dans la Cordillère Occidentale. Il est associé à la formation de stratovolcans, de séquences volcaniques et de corps intrusifs mineurs. Sa composition est principalement andésitique-dacitique ; basaltes et ignimbrites acides y sont rares. A la bordure ouest de la Cordillère Occidentale, des conglomérats fluviaux à composantes volcaniques (formations Joracane et Huaylas), atteignant à peu près 1.000 m d'épaisseur, ainsi

que des séquences volcaniques synchrones (Formation Zapahuira), sont associées à l'activité tectonique.

Dans la partie sud de la Cordillère, des séquences détritiques, lacustres et volcaniques (formations Chucal et Macusa), atteignant à peu près 1.000 m d'épaisseur, sont aussi contemporaines d'une activité tectonique. Dans la Dépression Centrale, la sédimentation lacustre et fluviale, miocène (20-12 Ma), en provenance de la Cordillère Occidentale, est représentée par un maximum 350 m de dépôts (Formation El Diablo). Les faciès lacustres des formations Oxaya et El Diablo inférieur (Miocène inférieur-moyen), développées essentiellement à l'Ouest de la Dépression Centrale, indiquent que les eaux provenant de l'Est, localement, ne passaient pas la barrière topographique de la côte. La sédimentation fluviale de El Diablo supérieur (Miocène moyen-supérieur) et la présence de dépôts alluviaux oligo-miocènes dans la Cordillère de la Côte impliquent, cependant, une connexion avec la mer vers l'Ouest.

Du Miocène supérieur au Quaternaire (12-0 Ma), la sédimentation est absente dans la partie occidentale de la région d'Arica (Cordillère de la Côte, Dépression Centrale et Précordillère). Une forte incision, de l'ordre de 1.000 m, a affecté cette région et d'importantes masses de dépôts de glissements gravitaires se sont mises en place au pied des escarpements abrupts (reliefs tectoniques ou vallées fortement incisées) de la Précordillère et de la Dépression Centrale. Pendant le Pliocène-Pléistocène (5-1 Ma) se sont accumulés, dans le Bassin Lauca de la Cordillère Occidentale, jusqu'à 150 m de sédiments alluviaux, fluviaux et lacustres, et localement glaciaires, avec des intercalations volcaniques mineures.

Implications sur le volume du volcanisme

Le volcanisme oligo-néogène d'Arica montre deux périodes majeures d'activité, tant en ce qui concerne son volume que sa composition. L'Oligocène supérieur-Miocène inférieur (26-19 Ma) correspond à une période de grande activité effusive et explosive, liée à la formation des caldeiras. A partir des trois coupes équilibrées régionales (chapitre Déformation) nous avons mesuré les surfaces en coupe de ce volcanisme. La surface en coupe moyenne d'andésites-dacites est estimée à 115 km² et de rhyolites à 100 km² ; la surface totale est ainsi de 215 km². Le volume total, sur une distance N-S de 70 km dans la région d'Arica, est donc proche de 15.000 km³. Le volume de l'ignimbrite Oxaya, l'une des 7 nappes ignimbritiques, a été estimé à près de 1.500 km³ [García *et al.*, 2000].

Du point de vue de la composition de ce volcanisme oligocène terminal-miocène précoce, il montre une distribution essentiellement bimodale, intermédiaire et acide, suggérant une période de fusion partielle de la croûte, compatible avec le volume élevé d'ignimbrites. Le volume élevé du volcanisme à cette époque peut être lié à une accélération du régime de subduction, avec un taux de convergence de 15 cm/a, entre 26 et 20 Ma [Pardo-Casas et Molnar, 1987 ; Somoza, 1998].

Le volcanisme miocène-quaternaire (18-0 Ma) est lui principalement effusif andésitique-dacitique. Ce volcanisme s'est développé dans la même position que l'arc oligocène terminal-miocène précoce, indiquant que celui-ci n'a pas migré de position pendant tout l'Oligo-Néogène.

Dans la région d'Arica, on a reconnu près de 20 stratovolcans (et séquences volcaniques), couvrant chacun une surface de 50 à 250 km², et avec une hauteur variant de 500 à 2.000 m. Le volume moyen de ce volcanisme miocène-quaternaire est donc estimé approximativement à 2.500 km³, bien inférieur au volume du volcanisme de l'étape précédente.

Implications paléo-climatiques

Dans la région d'Arica, des études paléo-climatiques récentes ont été réalisées dans la Cordillère Occidentale: dans la série miocène précoce de Chucal [Charrier *et al.*, 1994a], dans le bassin pliocène-pléistocène du Lauca [Gaupp *et al.*, 1999], et dans le lac holocène de Chungará [Valero-Garcés *et al.*, 1996]. Ces travaux ont un caractère local ; ils n'ont pas montré de variations majeures du climat.

Dans cette étude, nous n'avons pas réalisé d'analyse spécifique de l'évolution paléo-climatique de la région d'Arica, mais à partir de nos données stratigraphiques, sédimentologiques et géochronologiques, on peut déduire quelques implications régionales. C'est un fait que dans la Dépression Centrale, pendant l'Oligo-Miocène, s'est développé une importante période, presque continue, de sédimentation fluviale, alluviale et localement lacustre, avec des apports de matériaux venant de l'Est (Cordillère Occidentale). Cette sédimentation s'est arrêtée brutalement autour de 12 (>9) Ma, et lui a succédé une période d'incision importante, hautement concentrée dans un petit nombre de vallées (Lluta, Azapa, Vitor et Camarones). Ceci a coïncidé avec une baisse globale du niveau eustatique au Miocène moyen [entre 14 et 12 Ma ; Hardenbol *et al.*, 1998] et avec le début du climat hyperdésertique (Désert d'Atacama au Nord du Chili) au Miocène moyen [15-10 Ma ; Miller *et al.*, 1987 ; Alpers et Brimhall, 1988 ; Sillitoe et McKee, 1996 ; Horton, 1999]. On en déduit donc que, dans la Dépression Centrale d'Arica, la période de sédimentation oligocène-miocène moyen a été liée à une période plus pluvieuse que la période miocène tardif-quaternaire.

CHAPITRE 5 : PÉTRO-GÉOCHIMIE DU MAGMATISME OLIGO-NÉOGÈNE

1- INTRODUCTION

La région d'Arica, par sa situation dans les Andes Centrales occidentales, appartient à une province magmatique de marge active, liée à la subduction de la plaque océanique de Nazca sous la plaque continentale Sud-Américaine. Cette province est caractérisée par un abondant volcanisme d'arc pratiquement continu depuis le Jurassique jusqu'à l'Actuel [James, 1971a ; Jarrard, 1986]. L'arc volcanique actuel, oligo-néogène, est précédé par les séries jurassiques-éocènes qui affleurent dans l'avant-arc, et qui caractérisent une migration globale progressive de l'axe magmatique vers l'Est, depuis la Cordillère de la Côte jusqu'à la Cordillère Occidentale [Rutland, 1971 ; Mpodozis et Ramos, 1989]. Du point de vue composition, de nombreux auteurs [Barreiro et Clark, 1984 ; Rogers et Hawkesworth, 1989 ; Boily *et al.*, 1990] considèrent que du Jurassique au Quaternaire, les magmas des Andes Centrales subissent une contamination crustale croissante, liée à un épaississement progressif de la croûte continentale.

La genèse des magmas dans les arcs continentaux est complexe. Elle résulte initialement de la fusion mantélique par déshydratation de la lithosphère océanique subduite et postérieurement du degré de contamination-assimilation. Dans l'arc des Andes Centrales, la source mantélique peut être une asthénosphère appauvrie [Hildreth et Moorbath, 1988 ; Davidson *et al.*, 1990 ; Wörner *et al.*, 1992a ; Davidson et de Silva, 1995] ou une lithosphère enrichie [Rogers et Hawkesworth, 1989]. La contamination-assimilation des magmas est générée soit par fusion de la croûte continentale inférieure pendant la remontée [Leeman, 1983 ; Harmon *et al.*, 1984 ; Hildreth et Moorbath, 1988 ; McMillan *et al.*, 1993], soit par fusion de sédiments subductés et/ou de produits d'érosion tectonique pendant la fusion partielle dans le coin mantélique [Sigmarsson *et al.*, 1990 ; Stern, 1991 ; Plank et Langmuir, 1993 ; Bebout *et al.*, 1996].

Le magmatisme oligo-néogène des Andes Centrales est caractérisé par une importante activité de composition très variée [eg. Sébrier et Soler, 1991 ; Fig. 2], en liaison avec la fusion mantélique et la fusion crustale. Dans les Andes occidentales (Cordillère Occidentale et Altiplano occidental), où se situe la région d'Arica, le magmatisme d'arc est calco-alcalin fortement potassique et localement shoshonitique, et se traduit par d'abondantes laves andésitiques-dacitiques et par des ignimbrites rhyolitiques, qui constituent une "frange continue et étendue" [Lefèvre, 1973 ; Thorpe *et al.*, 1982 ; Harmon *et al.*, 1984 ; Boily *et al.*, 1990 ; Avila-Salinas, 1991 ; Sébrier et Soler, 1991 ; Davidson et de Silva, 1995 ; Fornari *et al.*, 1996]. Ce magmatisme est tout à fait caractéristique des domaines de subduction et résulte essentiellement de la fusion mantélique. L'accélération du régime de subduction à l'Oligocène supérieur (~27 Ma) dans les Andes Centrales [Pilger, 1984 ; Pardo-Casas et Molnar, 1987 ; Somoza, 1998], a été associée à la génération des ces volumes importants de magmas.

Par ailleurs, dans la partie est des Andes Centrales (Altiplano oriental et partie ouest de la Cordillère Orientale), un magmatisme moins volumineux, représenté par des roches acides hyperalumineuses et par des laves (basaltes à dacites) alcalines et shoshonitiques, forme un «arc interne» dispersé [Kontak *et al.*, 1984 ; Pichavant *et al.*, 1988 ; Clark *et al.*, 1990 ; Sébrier et Soler, 1991 ; Soler et Jimenez, 1993 ; Carlier *et al.*, 1996 ; Leroy et Jimenez, 1966]. Ce magmatisme a été interprété comme issu de la fusion crustale et/ou mantélique ; il ne sera pas étudié ici.

Dans la région d'Arica, les relations stratigraphiques, la distribution et les datations géochronologiques du volcanisme, permettent de différencier trois épisodes magmatiques principaux : Oligocène supérieur-Miocène inférieur, Miocène moyen-supérieur et Pliocène-Quaternaire. Des études pétro-géochimiques ont été réalisées sur quelques centres d'émission volcaniques du Miocène supérieur et du Quaternaire [Wörner *et al.*, 1988 ; 1992 ; Aguirre, 1990 ; Davidson *et al.*, 1990]. Cependant, une approche évolutive du magmatisme pendant tout l'Oligo-Néogène est absente. Une étude pétro-géochimique de ce magmatisme, étayée par une géochronologie précise et couplée avec les événements tectoniques, peut apporter des informations importantes sur les processus de déformation et d'épaississement crustal à cette époque. En effet, Kay *et al.* [1987, 1991] ont proposé de relier les caractéristiques géochimiques des laves avec l'épaisseur de la croûte continentale pendant le Néogène à partir d'observations effectuées dans la région du «flat slab» (Puna Argentine ; 26-32° S) par comparaison avec la zone volcanique actuelle des Andes du Sud [SVZ ; Hildreth et Moorbath, 1988], où l'épaisseur crustale est connue. Nous nous proposons ici de décrire les caractères pétro-géochimiques des laves et des roches pyroclastiques des trois épisodes reconnus dans la région d'Arica, puis d'étudier l'évolution géochimique du magmatisme en se basant sur les éléments lithophiles et incompatibles, et de la relier aux processus de contamination crustale, afin d'évaluer le rôle de l'épaississement de la croûte dans la genèse magmatique.

2- MÉTHODES ET ANALYSES

Ce chapitre est consacré aux caractéristiques pétrographiques et géochimiques des roches volcaniques oligo-néogènes de la région d'Arica sur la base d'observations détaillées au microscope, d'analyses chimiques (éléments majeurs) des phases minérales à la microsonde et des compositions chimiques des roches (éléments majeurs et traces) des principaux faciès recensés. Nous avons étudié près de 160 échantillons en lames minces, et parmi eux nous en avons sélectionné près de 80 pour les analyses géochimiques ; la plupart des roches analysées chimiquement ne présentent pas d'altération hydrothermale. Près de 70 analyses géochimiques ont été réalisées dans les laboratoires du Servicio Nacional de Geología y Minería [SERNAGEOMIN, Santiago, Chili]. Une dizaine d'analyses géochimiques ont été réalisées au Centre de Recher-

che Pétrographique et Géochimique [CRPG] de Vandoeuvre-lès-Nancy [France] et au LGCA [Grenoble, France]. Les éléments majeurs ont été analysés par AAS [SERNAGEOMIN] et par ICP-OES [CRPG]. Les éléments traces et les Terres Rares ont été analysés par AAS et ICP-OES [SERNAGEOMIN] et par ICP-MS [LGCA Grenoble]. Les analyses minéralogiques sur une dizaine d'échantillons ont été réalisées à la microsonde automatisée [CAMEBAX], à l'Université de Lausanne [Suisse]. Pour les analyses chimiques de la littérature (Wörner *et al.*, 1988 ; Aguirre, 1990 ; Davidson *et al.*, 1990 ; Wörner *et al.*, 1992b), on a pris en compte seulement celles qui avaient des teneurs en volatiles (PAF) inférieures à 2%. Comme dans l'arc volcanique d'Arica les études pétro-géochimiques antérieures ont été réalisées sur quelques centres du Miocène supérieur et de Quaternaire, nous avons privilégié dans notre analyse surtout les roches de l'Oligocène supérieur-Miocène moyen et du Pliocène.

3- L'OLIGOCÈNE SUPÉRIEUR-MIOCÈNE INFÉRIEUR

Le volcanisme oligocène supérieur-miocène inférieur (26-18 Ma) est représenté par une association, de volume important, de laves et de tufs ignimbritiques, intercalée avec des séries sédimentaires. L'axe de l'arc volcanique est formé par des coulées de laves et des ignimbrites proximales, dans la Cordillère Occidentale (Formation Lupica), alors que les ignimbrites distales sont présentes depuis la côte pacifique (Formation Oxaya) jusqu'à l'Altiplano. Un centre éruptif moyennement coservé (Volcan Quevilque) est tardif. Localement, les roches de l'axe volcanique sont intensément affectées par une altération hydrothermale.

3.1- Pétrographie et minéralogie

Les principaux types lithologiques reconnus sont : andésites, dacites, ignimbrites rhyolitiques et brèches andésitiques.

Les andésites et les dacites présentent des textures porphyrique ou aphanitique, parfois vacuolaire. Ces laves contiennent entre 5 et 30% de phénocristaux millimétriques (<2 mm), automorphes à subautomorphes, qui se regroupent parfois en agrégats glomérporphyriques. Les dacites sont généralement plus porphyriques que les andésites. La mésostase des andésites est souvent pilotaxitique, alors que celle de dacites est hyalopilitique (vitreuse fluidale). Dans les andésites, les phénocristaux sont des plagioclases (5-35%) et des clino et orthopyroxènes (0-15%) avec des proportions variables d'amphibole (0-8%), et parfois d'olivine (1-2%; MAL-194). Les dacites contiennent du plagioclase (5-25%), de l'amphibole (0-8%), de la biotite (0-5%) et/ou des clino et orthopyroxènes (0-5%), et très rarement du quartz. Quel que soit le faciès volcanique, le plagioclase est fortement zoné et montre parfois une texture «sieve», indiquant un déséquilibre magmatique. Les phénocristaux de plagioclase contiennent localement des inclusions de pyroxènes et les phénocristaux de pyroxènes (clino et ortho) incluent parfois du plagioclase. Ceci montre que ces deux phases minérales sont contemporaines et précoces. L'amphibole (hornblende ou oxyhornblende) présente souvent une bor-

ture opacifiée ; elle montre des inclusions de plagioclase. Les oxydes Fe-Ti (1-2%) sont inclus dans les phénocristaux ; ils sont plus rarement isolés dans la mésostase. L'apatite est présente comme minéral accessoire.

Les ignimbrites rhyolitiques soudées, contiennent des fragments de cristaux souvent cassés, du verre (cendre, ponces et échardes) et des fragments lithiques. Les cristaux (10 à 30%) sont millimétriques (<2 mm), automorphes à subautomorphes ; ils s'agit de quartz (5-20%), de sanidine (5-20%), de plagioclase (3-10%), de biotite (1-3%) et d'oxyhornblende (0-2%). Très localement, il peut s'agir de pyroxènes (1%), d'apatite, de zircon et de titanite. La matrice vitreuse, parfois vacuolaire, est souvent remplacée par des smectites. Le quartz, corrodé, renferme souvent des inclusions fluides. Les minéraux de deux échantillons (3-1 et G-3) ont été analysés à la microsonde. La sanidine, parfois maclée et plus rarement clivée, est chimiquement homogène (Or₆₀₋₆₃ Ab₃₆₋₃₈) (Fig. 24). Les plagioclases zonés sont à coeur de labrador (An₅₈) ou d'andésine (An₄₈) et à bordure d'andésine (An₃₁) ou d'oligoclase (An₂₆) (Fig. 24).

On note aussi la présence d'oligoclase (An₁₁₋₁₂) non zoné. La biotite, parfois aux bordures légèrement oxydées, est relativement magnésienne et occupe le domaine subalcalin dans le diagramme de discrimination Al vs Mg [Nacht, 1985 ; Fig. 25] ; elle montre des inclusions de plagioclase. L'oxyhornblende montre souvent des bordures fortement oxydées.

Les volcanites de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur présentent parfois une forte altération propylitique (échantillons G-7, 10, 15, 19, et MAL-187, non analysés chimiquement). Cette altération est marquée par le remplacement des feldspaths par de la calcite, associée à des smectites et de la kaolinite, plus rarement par de la chlorite et de l'épidote, et par la transformation des ferro-magnésiens en chlorite et épidote (localement en calcite). Silicification, argilisation et oxydation sont aussi présentes.

3.2- Géochimie

Parmi les roches volcaniques de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur, 12 échantillons de laves et 24 de tufs ont été analysés (Table 8).

Éléments majeurs. Les teneurs en SiO₂ des laves (andésites et dacites) sont comprises entre 57 et 68 %, alors que les ignimbrites sont nettement plus siliceuses avec des compositions de dacite (68% SiO₂) et surtout de rhyolite (73-79% SiO₂; Table 8 ; Fig. 26 et 41). La composition d'une même nappe ignimbritique épaisse peut être extrêmement variable (points représentatifs de MAL-82 et 130 ; MAL-145 et 155 ; MAL-150 et 159, joints par une droite dans la Fig. 26). Ceci est dû à la nature hétérogène des ignimbrites et au fait que le niveau échantillonné peut être plus riche en verre ou en cristaux. Généralement, dans les ignimbrites épaisses, les faciès riches en verre sont plus siliceux que les faciès riches en cristaux [e.g. Fish Canyon Tuff ; Whitney et Stormer, 1985]. D'après les teneurs en silice, les roches volcaniques oligocènes montrent une distribution bimodale (Fig. 26), ce qui suggère, dû au volume très important des rhyolites, une génération par fusion partielle crustale.

Echantillon Lithologie Minéralogie ^a Age	Formation Lupica																		
	MAL-194 andésite hb,pxs,ol 23.4±0.8	MAL-192 andésite pxs 22.0±0.8	MAL-54 andésite pxs 22.0±0.8	MAL-124 andésite hb,pxs	MAL-134 andésite pxs	MAL-137 dacite cpx,hb	MAL-172 dacite pxs,bi	G-48 dacite pxs,hb	MAL-60 tuf q,s,b 23.7±0.6	MAL-171 tuf s,q,b,o	MAL-114 tuf q,s,b,o	MAL-131 tuf s,q,b 21.0±0.7	MAL-53 tuf s,q,b 18.8±0.6	G-3 tuf q,s,b,o 18.6±0.7	MAL-92 dacite ohb,bi 18.7±0.7	MAL-133 dacite cpx,hb 18.6±0.6	MAL-122 andésite ohb,pxs 22.3±0.9	MAL-195 andésite ohb,opx 20.3±0.9	MAL-141 dacite shb,bi,opx 19.5±0.7
	Teneur en %																		
SiO2	56,94	58,82	58,37	58,34	59,53	62,19	62,97	65,64	77,24	75,50	75,13	78,14	77,00	72,45	67,48	65,23	56,72	60,73	63,73
TiO2	0,76	0,77	0,68	0,67	0,74	0,59	0,71	0,58	0,07	0,23	0,19	0,10	0,11	0,19	0,45	0,63	0,74	0,50	0,61
Al2O3	17,47	16,33	17,63	18,24	16,12	15,69	16,28	16,38	11,76	12,23	11,31	11,45	11,89	13,04	15,68	16,17	18,25	18,01	15,69
Fe2O3	4,33	3,85	4,51	4,45	3,93	2,66	3,03	4,63	0,86	1,07	1,17	0,55	0,68	1,34	3,79	3,65	5,80	4,50	2,60
FeO	2,26	2,93	2,38	1,94	2,32	2,37	1,60	0,07	0,14	0,05	0,06	0,13	0,06	0,13	0,58	0,48	1,69	0,67	1,71
CaO	7,44	6,43	6,74	6,39	6,37	5,79	4,02	2,18	0,50	0,78	0,57	0,48	0,56	1,1	3,15	3,89	7,08	5,67	4,32
MgO	3,05	3,47	2,69	2,82	3,93	2,04	1,81	0,4	0,15	0,20	0,35	0,10	0,23	0,28	0,78	0,96	2,86	1,97	2,19
MnO	0,10	0,14	0,10	0,06	0,13	0,10	0,06	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04	0,05	0,05	0,06	0,06	0,09	0,08	0,06
Na2O	3,61	3,28	3,48	4,00	3,38	2,97	3,04	8,04	2,86	3,30	1,91	3,25	3,06	4,05	3,77	3,96	3,80	4,17	4,00
K2O	2,43	2,38	2,38	1,82	2,19	2,79	4,04	0,59	5,35	5,05	5,96	5,10	5,40	4,71	3,05	3,55	1,50	1,73	3,16
P2O5	0,22	0,18	0,20	0,23	0,21	0,14	0,18	0,2	0,04	0,05	0,05	0,04	0	0,19	0,21	0,23	0,29	0,22	0,22
P.A.F	1,4	1,3	0,7	0,6	0,7	2,6	2,2	1,0	1,0	1,2	3,2	0,3	0,7	2,6	0,7	0,8	0,9	1,6	1,2
SOMME	99,81	99,87	99,89	99,54	99,53	99,90	99,96	99,66	99,97	99,81	99,86	99,63	99,87	99,77	99,65	99,54	99,61	99,90	99,52
Teneur en ppm																			
Co	37	20	20	18	22	15	11	8	<2	<2	3	<2	<2	1,60	12	12	20	14	12
Cr	35	65	10	13	101	28	14		<5	5	6	<5	1,48	8	18	25	7	46	
V	163	154	148	144	157	124	100		8	15	11	<5	8	17,76	81	104	208	94	98
Sc	16	14	9	13	20	14	10		3	2	2	2	3,31	9	9	20	10	9	
Ni	52	22	7	4	40	14	6		<2	<2	<2	<2	2	1,43	2	11	16	7	15
Zn	144	89	91	97	69	84	95		23	22	12	10	33	27,60	57	73	88	84	67
Cu	169	47	64	65	48	60	39		3	5	5	3	4	7,42	27	48	72	41	32
Rb	55	80	67	59	63	83	160	21	161	150	143	168	185	127,84	120	125	48	26	96
Sr	647	451	615	541	394	424	451	792	55	243	79	34	39	132,97	382	540	538	542	680
Y	16,05	17	13	12,50	20,15	16,35	26	14	16	11	9	18	19	12,86	15	8,70	16	14	11
Zr	160	145	194	137	171	145	210	148	112	97	80	79	96	107,92	147	201	111	146	151
Nb	6	5	6	5	5	5	8	8	16	8	8	11	14	11,71	9	6	5	5	6
Ba	937	889	872	490	613	830	850	350	480	872	815	303	361	940,18	758	1420	405	635	928
La	25,75	25	26	15,10	24,45	24,20	37	24,16	34	25	25	27	33	38,68	29	33,55	11	18	30
Ce	55,40	49	60	32,75	51,25	48,40	78	50,23	57	46	43	51	66	68,47	55	69,55	30	35	63
Pr	5,60			3,54	5,54	5,08		5,88						7,03		7,09			
Nd	23,40	24	27	14,15	21,75	19,50	33	21,14	19	13	13	19	19	22,36	23	25,80	19	19	25
Sm	4,62			3,43	4,45	3,79		4,41						3,32		4,43			
Eu	1,30			0,82	1,11	0,94		1,02						0,65		1,00			
Gd	3,58			3,39	3,95	2,98		3,41						2,71		2,85			
Tb	0,55			0,59	0,69	0,60		0,45						0,41		0,46			
Dy	3,03			2,66	3,88	3,09		2,07						2,45		1,88			
Ho	0,70			0,56	0,77	0,60		0,40						0,48		0,33			
Er	1,71			1,38	2,21	1,76		1,15						1,49		0,92			
Tm	0,24			0,16	0,28	0,15		0,15						0,22		0,05			
Yb	1,66			1,68	2,17	1,78		0,94						1,60		0,82			
Lu	0,28			0,27	0,33	0,31		0,20						0,26		0,12			
Hf								4,38						4,16					
Ta								0,55						1,15					
Pb	24	16	14	7	10	27	20	13,35	17	20	10	19	22	20,27	19	22	6	6	18
Th								5,03						17,44					
K2O/Na2O	0,67	0,72	0,68	0,46	0,65	0,94	1,33	0,07	1,87	1,53	3,12	1,57	1,76	1,16	0,81	0,90	0,39	0,41	0,79
Feo*/MgO	2,02	1,85	2,39	2,11	1,49	2,34	2,39	10,42	5,69	5,56	3,16	5,56	3,22	4,31	5,11	3,91	2,42	2,39	1,85
Ti	4549,2	4599,2	4049,3	3999,3	4449,2	3549,4	4249,2	3476,6	399,9	1399,8	1149,8	599,9	649,9	1138,9	2699,6	3749,3	4449,2	2999,5	3649,4
La/Yb	15,51			9,01	11,29	13,60		25,70						24,21		41,04			
Sm/Yb	2,78			2,05	2,06	2,13		4,69						2,08		5,42			
(Eu/Eu*)N	0,94			0,73	0,79	0,83		0,77						0,67		0,81			

° à part le plagioclase

* Fe₂O₃ (tot)PAF=H₂O+CO₂+C+S

\$=pons ou flamme

TABLE 8.- Analyses chimiques des volcanites de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur.

Les pertes au feu (PAF) des laves (0,5-2,0%) sont inférieures à celles des tufs (0,5-7,0%, et exceptionnellement jusqu'à 12% ; Table 8). Toutes ces roches volcaniques sont très pauvres en TiO₂ (<0,8%), moyennement alumineuses (Al₂O₃ de 11 à 18%) et riches en K₂O (1,5-6,0%). Les andésites ont des teneurs en MgO comprises entre 2,7 et 3,5%, alors que les dacites ont des teneurs inférieures à 2,2% (Table 8). Le rapport FeO*/MgO des andésites varie de 1,49 à 2,42. Les andésites ont des teneurs en K₂O comprises entre 1,5 et 2,5%, les dacites entre 2,8 et 4,2%, et les tufs rhyolitiques entre 3 et 6% (Table 8 ; Fig. 26). Le rapport K₂O/Na₂O des laves intermédiaires (0,4-1,4) est inférieur à celui des tufs rhyolitiques (0,9-2,3) (Table 8). Toutes ces roches occupent, dans le diagramme K₂O en fonction de SiO₂ [Pecerrillo et Taylor, 1976 ; Fig. 26 et 41], le domaine des séries calco-alcalines fortement potassiques, à l'exception de trois andésites (MAL-123, 124, 199) et deux rhyolites (MAL-156, 211) qui sont dans le champ calco-alcalin moyennement potassique (Fig. 26).

Ces roches moyennement potassiques, dont les laves ont des rapports K₂O/Na₂O inférieurs à 0,5 (Table 8), proviennent de la bordure ouest (coté fosse) de l'arc volcanique. Les rhyolites à PAF supérieur à 9 % (MAL-10, 99, 147), ou renfermant des feldspaths calcitisés (MAL-114), et une dacite albitisée (G-48 ; Table 8), n'ont pas été considérées pour étudier le comportement du K, et elles n'ont donc pas été reportées dans le diagramme de Pecerrillo et Taylor [1976]. En effet, la calcitisation ou l'albitisation entraînent une modification des teneurs en K₂O par rapport à Na₂O et SiO₂ (voir aussi pétrographie).

Eléments traces et terres rares.

Les volcanites de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur sont riches en éléments lithophiles (Rb=50-200 ppm, Ba=300-1400 ppm, Ce=30-80 ppm, Sr=50-600 ppm), ainsi qu'en Th (5-16 ppm) et Zr (50-210 ppm) (Table 8). Les spectres multi-éléments de ces roches, normalisés aux N-MORB [Sun et McDonough, 1989], montrent en effet de forts enrichissements en éléments lithophiles

Formation Oxaya										Formation Oxaya									
MAL-9	MAL-101	MAL-15	MAL-211	MAL-15	MAL-159	MAL-14	MAL-15	MAL-206	MAL-1	MAL-37	MAL-11	MAL-18	MAL-205	3-1	MAL-82	MAL-11	MAL-130		
tuf	tuf \$	tuf \$	tuf \$	tuf	tuf \$	tuf \$	tuf \$	tuf \$	tuf \$	tuf	tuf	tuf	tuf \$	tuf	tuf	tuf	tuf \$		
q,s,b,o	q,b	q,s,b,h,p	q,s,b,p,h	s,q,b,o	q,s,b,o	s,q,o,b	q,s,b,o	q,s,b,o	s,q,b,o	q,s,b,o	q,s,b,o	q,b,fd...	q,s,b	q,s,b,o	q,s,o,b,p	q,s,b	q,s,b,o		
25.6±0.9		23.7±0.5		22.5±0.7	22.8±0.7	23.0±0.6	22.4±0.7		22.0±0.6	22.0±0.9	21.4±0.7	21.2±0.5			19.3±0.8	19.0±1.5	19.2±0.8		
71,40	71,35	70,88	70,14	74,98	71,52	68,10	75,46	68,53	75,22	75,41	74,04	71,80	78,19	73,84	67,91	74,71	73,11		
0,15	0,15	0,13	0,13	0,15	0,11	0,41	0,08	0,28	0,16	0,13	0,18	0,28	0,10	0,13	0,45	0,15	0,15		
11,97	13,02	13,21	13,75	12,97	12,68	15,63	12,02	14,41	12,89	12,55	13,55	13,73	9,78	9,96	14,52	12,78	11,72		
1,15	1,18	1,10	1,13	1,22	0,87	3,36	1,01	2,46	1,09	0,73	1,24	1,42	0,66	1	3,71	0,77	1,16		
0,06	0,20	0,09	0,17	0,08		0,07	0,03	0,08	0,02	0,10	0,15	0,13	0,04		0,40	0,14	0,01		
1,65	1,54	2,34	1,72	1,42	3,04	3,13	1,30	2,55	0,94	0,78	1,30	1,39	0,72	2,32	3,63	0,56	2,07		
1,17	0,73	1,33	2,17	0,58	0,54	1,08	0,65	0,95	0,22	0,18	0,35	0,46	1,58	0,19	1,11	0,25	0,35		
0,05	0,09	0,10	0,09	0,05	0,04	0,08	0,05	0,08	0,04	0,06	0,05	0,06	0,08	0,03	0,06	0,05	0,06		
1,82	2,83	2,43	2,65	2,98	2,24	3,62	2,26	3,05	3,51	3,63	3,49	3,67	2,58	3,49	3,46	2,47	3,11		
3,20	3,89	2,60	2,54	4,51	3,25	3,82	4,54	4,20	5,22	5,73	4,90	4,36	4,42	3,53	3,14	5,70	4,90		
0,03	0,21	0,05	0,11	0,07	0,06	0,15	0,10	0,25	0,06	0,04	0,04	0,08	0,17	0	0,16	0,06	0,09		
7,3	4,5	5,4	5,2	0,9	5,6	0,4	2,3	3,0	0,4	0,5	0,7	2,6	1,7	4,8	1,4	2,1	2,9		
99,88	99,65	99,68	99,84	99,86	99,91	99,81	99,76	99,84	99,79	99,88	99,96	99,97	99,98	99,93	99,95	99,69	99,64		
< 2	< 2	< 2	< 2	2	< 2	8	< 2	8	< 2	< 2	< 2	< 2	2	0,54	10	< 2	< 2		
36	14	< 5	< 5	6	< 5	14	< 5	< 5	5	< 5	7	6	< 5	0,89	11	8	8		
10	23	9	13	17	10	52	11	50	17	5	20	21	13	4,42	94	7	16		
3	4	3	4	3	2	7	2	5	3	3	3	4	2	20,02	7	3	3		
< 2	5	< 2	2	< 2	< 2	4	< 2	2	< 2	< 2	< 2	< 2	11	0,00	6	< 2	< 2		
30	60	34	41	16	19	37	27	39	26	25	18	38	19	13,85	52	20	20		
5	11	7	7	6	6	23	6	18	4	3	5	8	22	3,16	24	8	7		
78	132	47	94	142	93	121	91	99	137	212	161	145	101	104,19	101	190	117		
463	185	183	157	164	520	331	218	290	156	53	156	162	71	113,28	411	40	105		
16	14	12,35	12	11	17,4	14	9	13	14	21	14	12,25	12	10,71	18	28	15		
93	86	102	129	80	57	149	102	123	117	91	89	175	73	85,76	137	104	103		
9	11	8	9	9	5	9	6	8	12	19	10	12	9	9,32	11	13	11		
659	788	617	646	791	368	879	994	941	878	238	781	897	594	650,37	977	309	551		
31	19	30,10	33	26	16,8	28	34	31	37	26	25	35,35	28	28,71	29	35	27		
60	39	56,15	56	49	25	52	55	53	73	59	48	63,85	52	52,57	52	62	57		
		5,59			2,9							5,99		5,33					
19	16	18,70	23	16	10,4	19	18	21	21	19	18	19,45	19	17,08	34	25	18		
		3,27			1,99							3,48		2,72					
		0,50			0,29							0,51		0,44					
		2,71			2,0							2,77		2,16					
		0,46			0,36							0,49		0,33					
		2,33			2,1							2,27		1,96					
		0,48			0,48							0,49		0,39					
		1,29			1,60							1,35		1,15					
		0,17			0,21							0,05		0,19					
		1,63			1,67							1,78		1,30					
		0,24			0,30							0,27		0,22					
18	21	30	23	19	11	18	18	18	20	20	24	21	12	3,00 0,91/1,6 13,95 12,99	14	23	23		
1,76	1,37	1,07	0,96	1,51	1,45	1,06	2,01	1,38	1,49	1,58	1,40	1,19	1,71	1,01	0,91	2,31	1,57		
0,93	1,73	0,81	0,55	2,04	1,45	2,87	1,44	2,42	4,63	4,13	3,64	3,06	0,40	4,74	3,37	3,34	3,01		
899,8	899,9	749,9	799,9	899,8	659,4	2449,6	479,5	1699,7	949,8	799,9	1049,8	1678,4	599,9	779,2	2699,5	899,8	899,8		
		18,52			10,06							19,92		22,11					
		2,01			1,19							1,96		2,10					
		0,50			0,43							0,48		0,62					

TABLE 8.— Analyses chimiques des volcanites de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur (suite).

et des anomalies négatives en Nb, Ta, P et Ti (Fig. 27). Les anomalies négatives en Nb et Ta sont caractéristiques de magmas orogéniques. Le Sr est appauvri généralement dans les rhyolites, ce qui est compatible avec un fractionnement important du plagioclase dans les faciès plus différenciés. Les volcanites de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur sont enrichies en terres rares légères par rapport aux lourdes [Fig. 28 ; normalisation aux chondrites d'après Sun et McDonough, 1989]. Les rapports La/Yb et Sm/Yb de ces roches varient respectivement entre 9 et 26 et entre 1,2 et 4,7 (Table 8). La dacite MAL-133 diffère des autres roches par un plus fort enrichissement en LREE (La/Yb~41; Sm/Yb~5,4). Ces roches montrent systématiquement des anomalies négatives plus ou moins marquées en Eu (Fig. 28). Les andésites et dacites ont des anomalies en Eu moins importantes (Eu/Eu* compris entre 0,73 et 0,83) que celles des ignimbrites (Eu/Eu* compris entre 0,43 et 0,67 ; Table 8). Ces rapports Eu/Eu* négatifs soulignent le fractionnement marqué des plagioclases qui est plus important dans les rhyolites.

Les spectres de Terres Rares de ces roches sont caractéristiques des séries calco-alcalines. Enfin, les rhyolites tombent dans le domaine des arcs volcaniques dans les diagrammes proposés par Pearce *et al.* [1984 ; Fig. 29] pour les roches acides.

4- LE MIOCÈNE MOYEN-SUPÉRIEUR

Le volcanisme du Miocène moyen à supérieur (18-6 Ma) est moyennement abondant est représenté par des laves et des dômes, et localement par des tufs ignimbritiques. Les laves forment des strato-volcans (Ancoma, Tejene-Vilañunumani, Choquelimpie-Ajoya, Sucuna, El Marquez, Familiani) et des séries stratifiées de laves (Formation Zapahuira, Strates Guacapeque-Vichuta, Paquiza) qui s'interstratifient avec des ignimbrites et sédiments (Strates Macusa et Joracane, et Formation Huaylas). Quelques cœurs des volcans sont affectés par une légère altération hydrothermale (argilisation, silicification et oxydation). Quelques données pétro-géochimiques des volcans Tejene et Choquelimpie-Ajoya ont été publiées dans les travaux

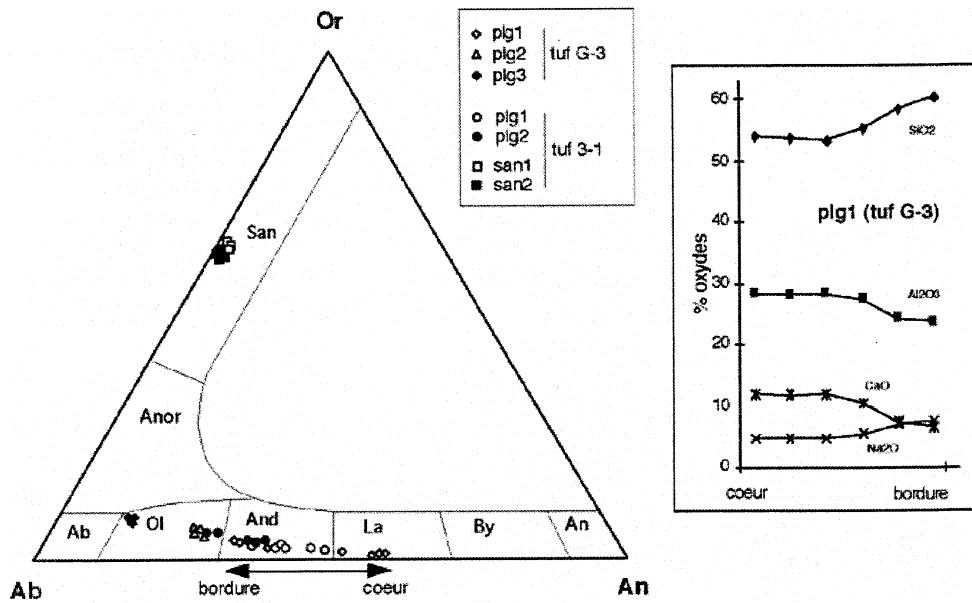


FIG. 24– Composition de plagioclases et sanidines des tufs de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur

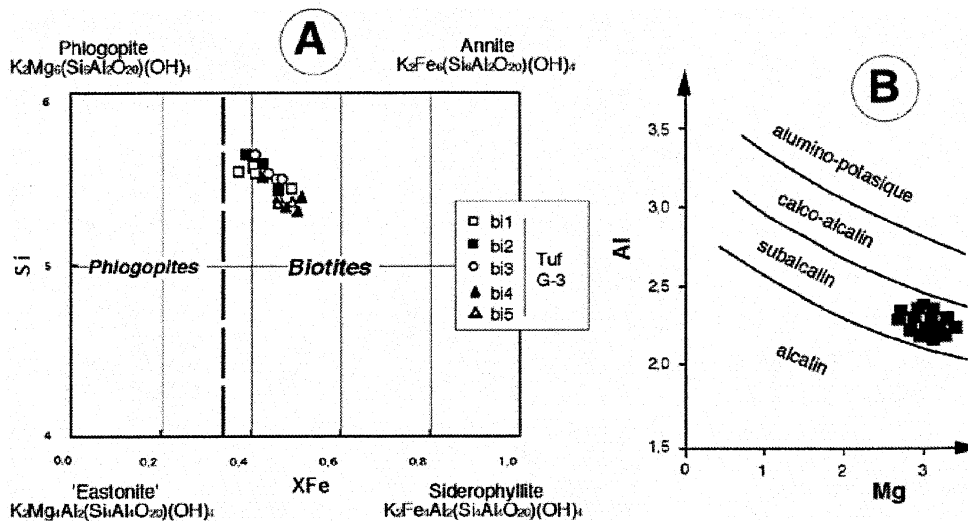


FIG. 25– A : Composition de biotites de tufs de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur
B : Diagramme de discrimination des biotites [Nachit, 1985].

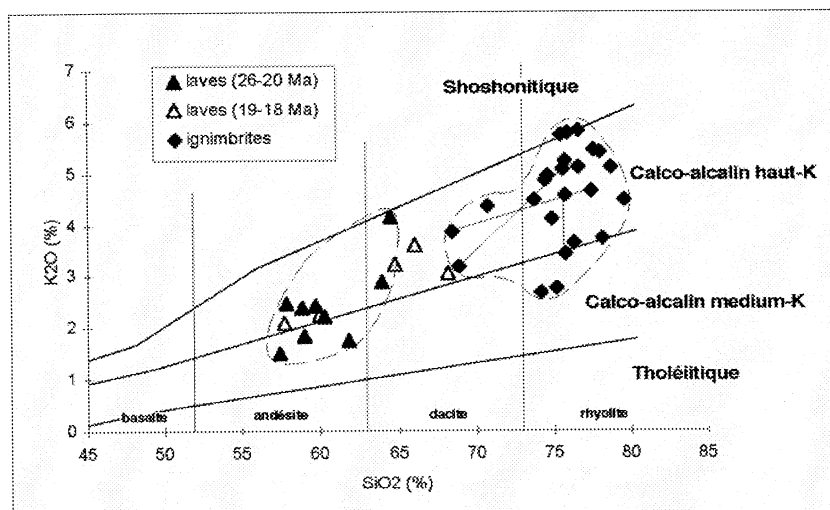


FIG. 26– Diagramme K_2O-SiO_2 [Peccerillo & Taylor, 1976] pour les volcanites de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur. Calculé en base anhydre. Les échantillons liés par des droites correspondent au même panache ignimbritique.

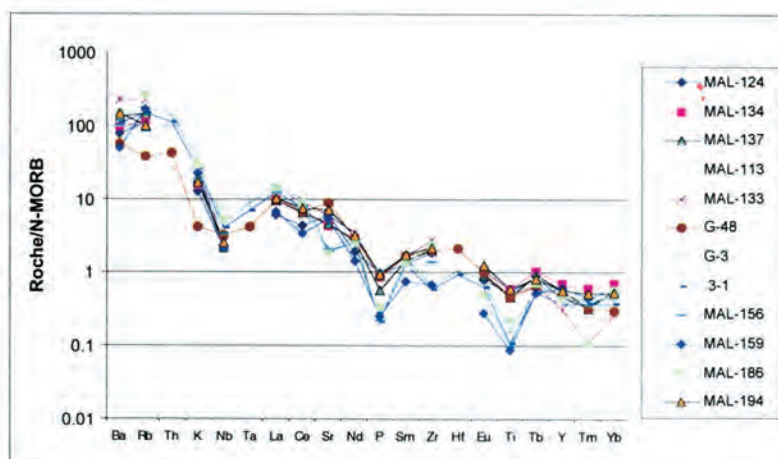


FIG. 27– Spectres multi-éléments [Sun & McDonough, 1989] des volcanites de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur.

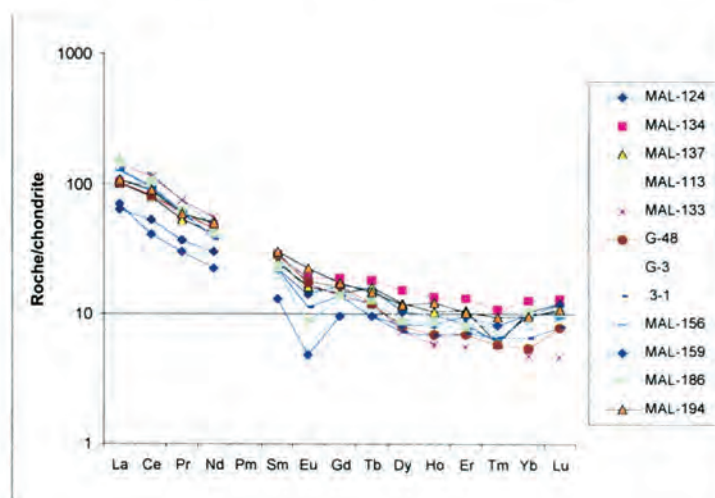


FIG. 28– Spectres de Terres Rares [Sun & McDonough, 1989] des volcanites de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur.

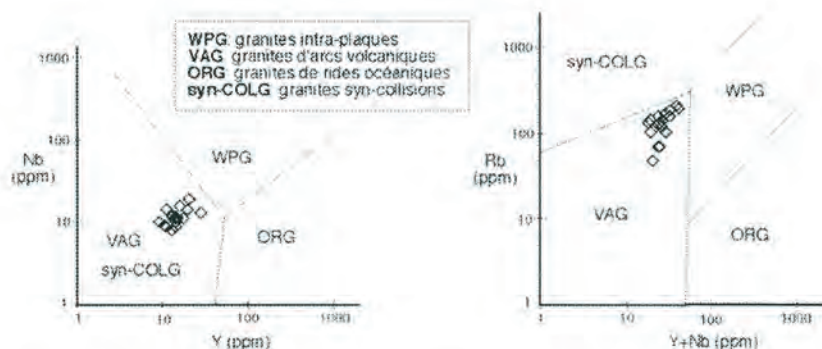


FIG. 29– Diagrammes Nb-Y et Rb-(Y+Nb) [Pearce *et al.*, 1984] pour les rhyolites de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur.

d'Aguirre [1990], de Wörner *et al.* [1988, 1992b] et de Davidson *et al.* [1990].

4.1- Pétrographie et minéralogie

Dans le Volcan Tejene, des andésites porphyriques à amphibole et un dôme rhyodacitique très porphyrique (50% de phénocristaux) à biotite et amphibole ont été décrits [Wörner *et al.*, 1988].

De même, dans le Volcan Choquelimpie-Ajoya, Aguirre [1990] signale la présence d'andésites à pyroxènes et/ou (oxy)hornblende, de dacites à hornblende, biotite et/ou pyroxènes, et de dômes dacitiques. Les principaux faciès que nous avons reconnu et étudié ici sont : andésites basiques, andésites, dacites et tufs ignimbritiques de composition intermédiaire à acide. Les laves présentent des textures porphyrique ou aphanitique, parfois vacuolaire.

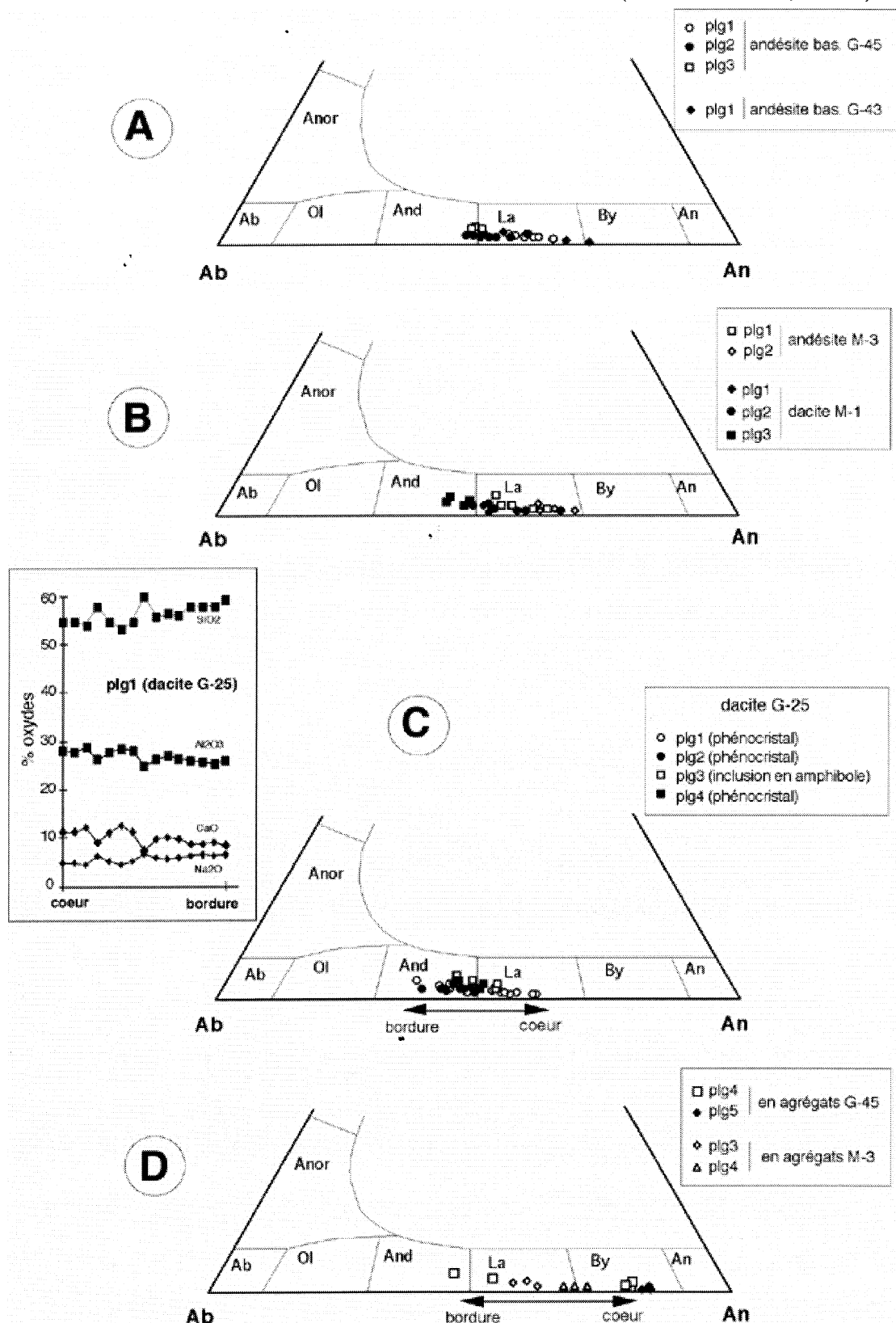


Fig. 30– Composition des plagioclases des laves du Miocène moyen-supérieur.
(A, B, C: phénocristaux ; D: agrégats).

La chimie des phases minérales de 6 échantillons a été déterminée à la microsonde. Les andésites basiques (G-43, 44 et 45, et MAL-80, 93, 121) renferment des phénocristaux (10 à 30%) millimétriques, automorphes à subautomorphes, de plagioclase (10-20%), de pyroxènes (4-8%), d'olivine (2-8%) et des oxydes de Fe-Ti (1-2%), dans une mésostase souvent pilotaxitique.

Les phénocristaux sont isolés dans la mésostase ou se regroupent en agrégats gloméro-porphyriques. Quelques agrégats, formés par de l'olivine, du plagioclase, des pyroxènes et des oxydes de Fe-Ti, présentent des bordures de réactions. Les plagioclases isolés, quelquefois corrodés et souvent zonés, présentent un coeur de bytownite (An₇₁) ou de labrador (An₆₄) et une bordure d'andésine (An₄₈; Fig. 30A).

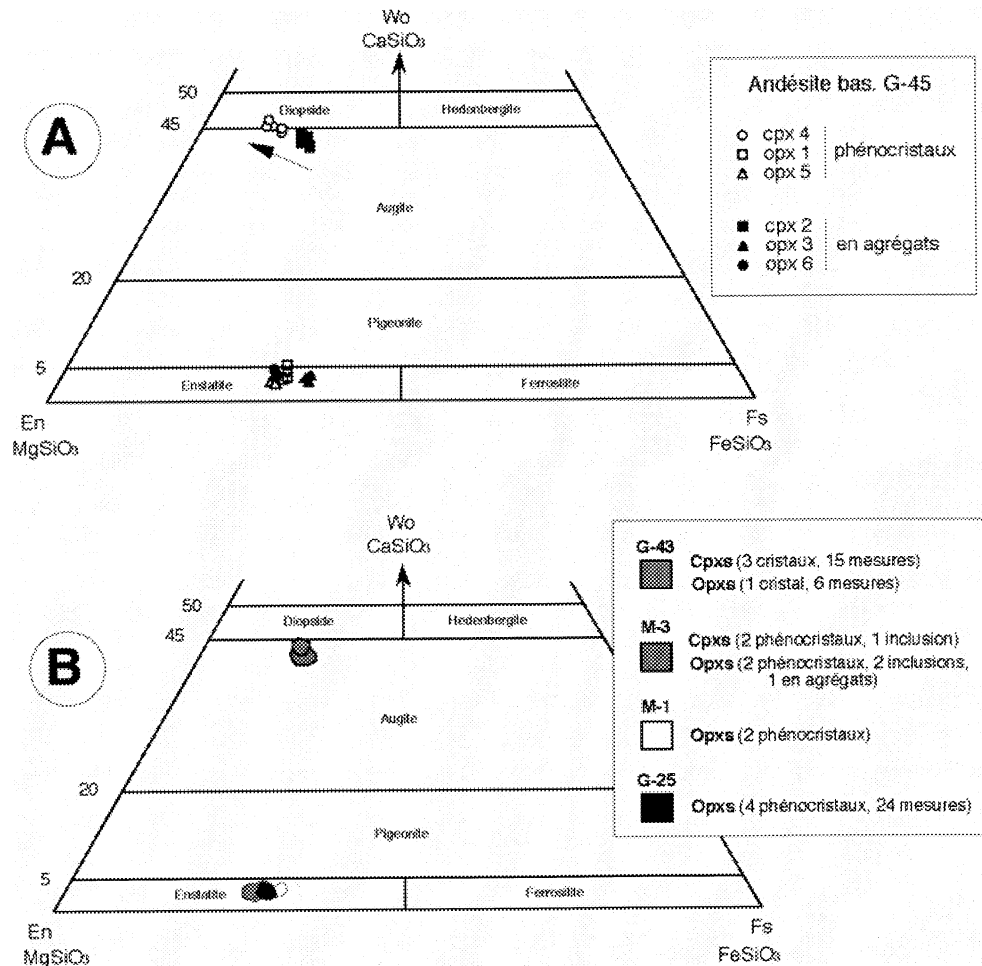
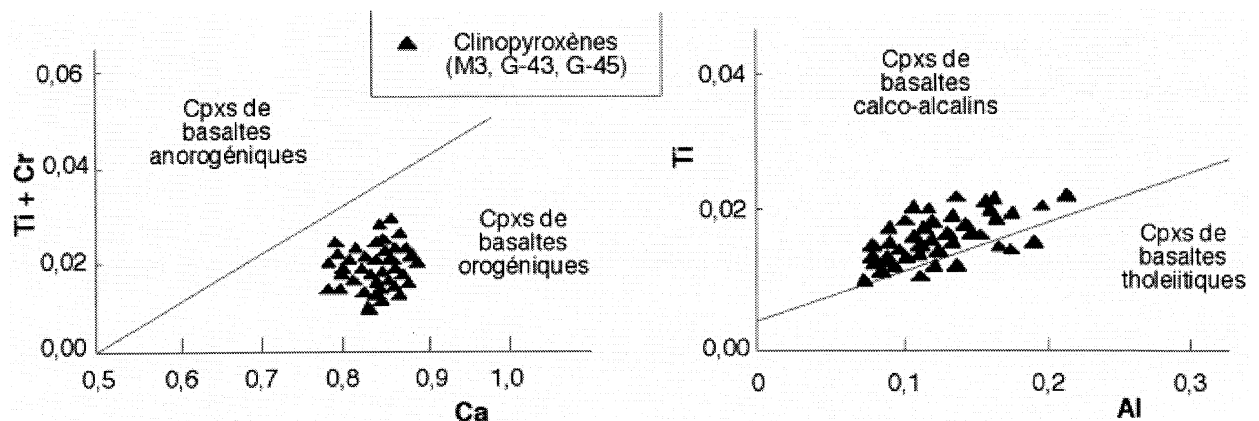


FIG. 31– Composition des pyroxènes des laves du Miocène moyen-supérieur.

FIG. 32– Diagrammes de discrimination des clinopyroxènes [Leterrier *et al.*, 1982] des andésites du Miocène moyen-supérieur.

L'olivine, corrodée, arrondie, est toujours altérée en iddingsite et en oxydes de fer ; elle est parfois bordée par une couronne réactionnelle de pyroxène (orto ?). Le clinopyroxène est une augite de composition très homogène (G-45 : Wo₄₃₋₄₅ En₄₃₋₄₆ Fs₁₀₋₁₃ ; G-43 : Wo₄₀₋₄₁ En₄₃₋₄₅ Fs₁₄₋₁₆ ; Fig. 30A). Dans les diagrammes de Leterrier *et al.* [1982 ; Fig. 31], il se situe dans le champ des basaltes calco-alcalins. L'orthopyroxène est une enstatite (G-45 : Wo₃₋₆ En₆₂₋₆₅ Fs₃₁₋₃₂ ; G-43 : Wo₂₋₃ En₆₉₋₇₁ Fs₂₆₋₂₇ ; Fig. 30).

Les oxydes de Fe-Ti sont libres dans la mésostase et/ou inclus dans les pyroxènes. Dans les agrégats (avec bordures réactionnelles), la variation cœur-bordure du plagioclase est beaucoup plus marquée que celle des cristaux isolés : les cœurs sont plus calciques (bytownite : An₈₀₋₈₄ ; plg4, plg5), alors que les bordures sont des andésines (An₃₉, plg4) de composition similaire à celle des phénocristaux (Fig. 30D). L'orthopyroxène des agrégats est moins riche en Fe que celui des cristaux isolés (Fig. 31A).

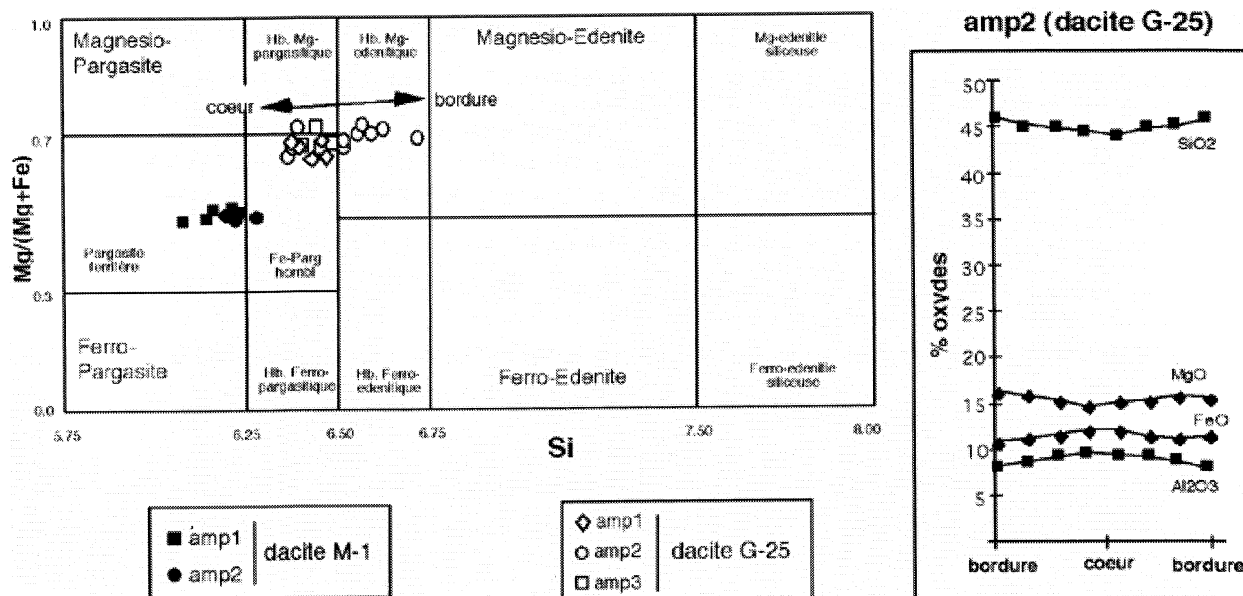


Fig. 33– Diagramme de classification des amphiboles calciques ($K+Na = 0,5-1$) des dacites du Miocène moyen-supérieur.

Le clinopyroxène des agrégats est moins calcique que des cristaux isolés (Fig. 31A). Il apparaît ainsi que les agrégats (avec bordures réactionnelles) des andésites basiques représentent vraisemblablement des témoins de phases minérales précoces (olivine-bytownite-augite-enstatite-oxydes de Fe-Ti) qui se sont rééquilibrées dans la roche hôte plus différenciée, caractérisée par des bordures de plagioclase moins calcique et la présence d'une augite moins calcique.

Les andésites (M-3, MAL-62, 63, 65, 86, 139, 142) renferment des phénocristaux (5-35%) millimétriques de plagioclase (10-30%), des proportions variables de pyroxènes (0-10%) et d'amphibole (0-8%), et des oxydes de Fe-Ti (1-2%), dans une mésostase souvent pilotaxitique. Les phénocristaux forment parfois des gloméro-porphys. Localement, ces andésites renferment de la biotite (MAL-63) et de l'apatite (MAL-62). Le plagioclase, souvent zoné, présente parfois une texture "sieve". Dans l'échantillon M-3, le plagioclase est du labrador (An_{54-67} ; Fig. 30B). Le clinopyroxène est une augite riche en Ca ($Wo_{41-42} En_{43-44} Fs_{13-14}$; Fig. 34 C), caractéristique des séries basiques calco-alcalines, d'après Leterrier *et al.* [1982; Fig. 32]. L'orthopyroxène est une enstatite plus riche en fer que dans les andésites basiques (G-45: $Wo_{2-3} En_{64-70} Fs_{27-29}$; Fig. 31B). L'amphibole (hornblende ou oxyhornblende), aux bordures opacifiées, renferme du plagioclase. Les oxydes de Fe-Ti sont inclus dans le clinopyroxène et/ou libres dans la mésostase.

Les andésites renferment localement (échn. M-3) des agrégats avec bordures réactionnelles, formées par de l'olivine (<1% de la roche), du plagioclase, des pyroxènes et des oxydes de Fe-Ti. Comme dans les andésites basiques, l'olivine est corrodée et pseudomorphosée totalement en opaques et iddingsite. Les coeurs du plagioclase de ces agrégats sont formés de bytownite (An_{71} ; plg4) ou de labrador (An_{63} ; plg3), alors que les bordures sont du labrador (An_{64} , plg4; An_{58} , plg3; Fig. 30D). Ces variations de

composition cœur-bordure sont similaires à celles des plagioclases isolés; elles sont nettement moins importantes que pour les agrégats des andésites basiques. Les compositions du clinopyroxène et de l'orthopyroxène des inclusions sont identiques à celles des cristaux isolés (Fig. 31B). On peut donc penser que les minéraux des agrégats (incluant l'olivine) ont cristallisé dans le même liquide que les cristaux isolés et ne représentent pas, comme dans les andésites basiques, les premières phases de cristallisation.

Les dacites (G-25, M-1, MAL-92, 51, 56, 96, 204) renferment des phénocristaux (5-30%) millimétriques, automorphes à subautomorphes, de plagioclase (5-20%), d'amphibole (0-10%) et des oxydes de Fe-Ti (1-2%), associés ou non à des pyroxènes (0-8%) et/ou de la biotite (0-5%). La mésostase est souvent hyalopilitique. Les phénocristaux se regroupent parfois en agrégats glomérporphyriques. Les plagioclases, souvent zonés, contiennent des inclusions de verre hydraté (ou peut être des exsolutions de feldspath alcalin). Leur zonation est normale avec des coeurs de labrador (An_{52-64}) et des bordures d'andésine (An_{37-45} ; Fig. 30B,C). Le pyroxène est une enstatite homogène ($Wo_{1-4} En_{64-70} Fs_{28-32}$; Fig. 31B), plus riche en fer que celle des andésites. L'amphibole (hornblende ou oxyhornblende), légèrement zonée, aux bordures frangées d'oxydes de Fe, est calcique, avec $(K+Na)_A > 0,5$. Les coeurs ont une composition de hornblende ferro-pargasitique alors que les bordures sont de hornblende magnésio-édénitique (Fig. 33). Des compositions variant depuis celle de la pargasite ferrière à celle de la hornblende ferro-pargasitique ont été aussi observées (Fig. 33). L'amphibole inclut aussi du plagioclase (plg3, G-25; Fig. 30C) de même composition que celui des phénocristaux. Ceci indique que la cristallisation des amphiboles est relativement tardive. Les oxydes de Fe-Ti sont présents dans la mésostase et parfois inclus dans les phénocristaux d'amphibole et plagioclase. Comme minéral accessoire, on observe de l'apatite, parfois incluse dans les pyroxènes.

Les tufs ignimbritiques, soudées, sont à fragments de cristaux souvent cassés et de verre (ponces, cendre et écharde), et associés ou non à des fragments lithiques. Deux tufs andésitiques (3 échantillons : MAL-58, 64 et 94), un tuf dacitique (2 échantillons : MAL-138 et 142) et un tuf rhyolitique (M-2) ont été étudiés en lame mince. Les tufs andésitiques contiennent des fiammes avec des phénocristaux (10-35%) millimétriques (<2 mm) de plagioclase (10-20%) et de pyroxène (3-10%), et certains faciès (MAL-94) renferment de l'oxyhornblende (5-10%) et de la biotite (1%). La mésostase vitreuse de ces fiammes est légèrement oxydée et dévitrifiée. Dans les tufs acides, le quartz est souvent corrodé et le plagioclase zoné. L'oxyhornblende présente toujours des bordures opacifiées et la biotite est légèrement oxydée. Le tuf dacitique contient 10-40% de cristaux de plagioclase (5-10%), du quartz (2-5%), de la sanidine (1-3%), de la biotite (1-3%), de l'amphibole (1-2%) et des pyroxènes (1-2%). Les fragments lithiques (2-5%) sont de nature andésitique et dacitique. La matrice de ce tuf est vitreuse, parfois vacuolaire et souvent envahie par des smectites. Le tuf rhyolitique contient environ 20% de cristaux de plagioclase (3-5%), du quartz (2-4%), de la sanidine (2%) et de la biotite (1%). On observe aussi quelques fragments lithiques (1-3% ; 0,3-2 mm), opacifiés ou altérés en chlorite et en argile. Tous ces éléments sont cimentés par une matrice vitreuse, riche en écharde et qui, localement, dessine des sphérolites.

4.2- Géochimie

Parmi les roches du Miocène moyen-supérieur, 17 échantillons de laves et 4 échantillons de tufs ont été analysés. Sont aussi disponibles dans la littérature, 5 analyses du Volcan Tejene [«Volcan Lauca» de Wörner *et al.*, 1992b] et près de 45 analyses du Volcan Choquelimpic-Ajoya [Aguirre, 1990]. Dans ce dernier, cependant, nous n'avons retenu que près de 25 analyses qui avaient des teneurs en volatiles (PAF) inférieurs à 2%.

Éléments majeurs. La composition chimique des laves basées sur les teneurs en SiO_2 et MgO varie depuis des andésites basiques ($55 < \text{SiO}_2 \% < 57$; $2,9 < \text{MgO} \% < 4,3$) jusqu'à des dacites ($63 < \text{SiO}_2 \% < 69$; $0,5 < \text{MgO} \% < 1,5$) en passant par des andésites ($58 < \text{SiO}_2 \% < 63$; $1,5 < \text{MgO} \% < 3,0$) (Table 9 ; Fig. 34).

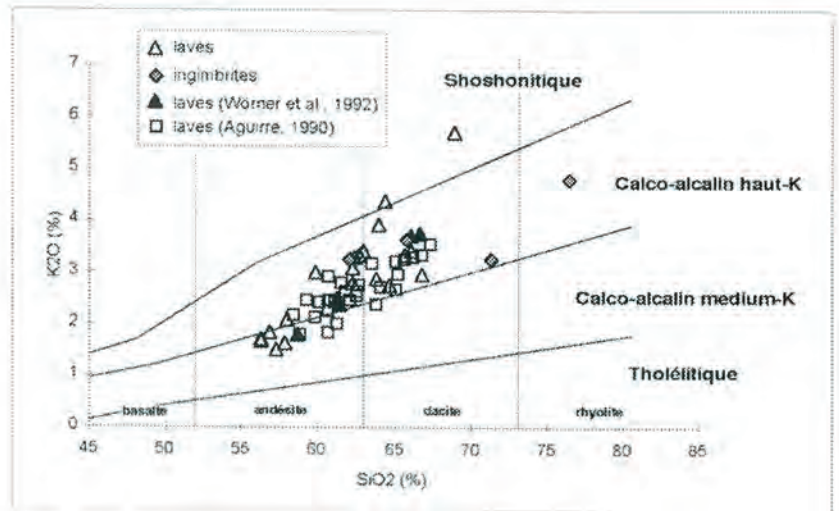


Fig. 34- Diagramme $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ [Peccerillo & Taylor, 1976] pour les volcanites du Miocène moyen-supérieur. Calculé en base anhydre.

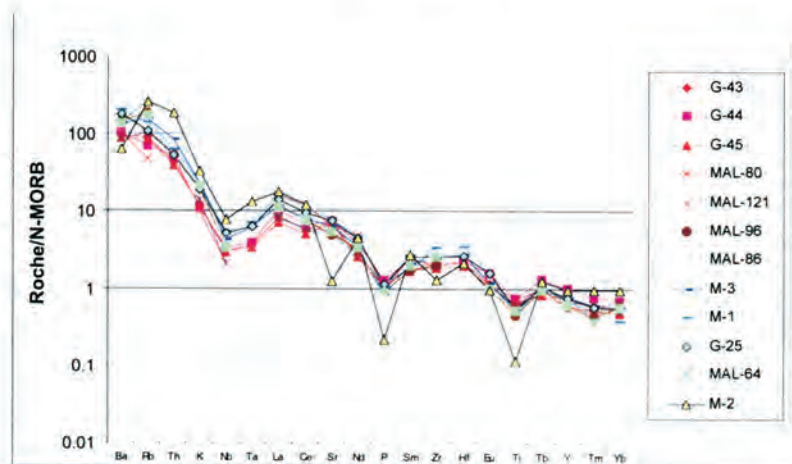


Fig. 35- Spectres de Terres Rares [Sun & McDonough, 1989] des volcanites du Miocène moyen-supérieur.

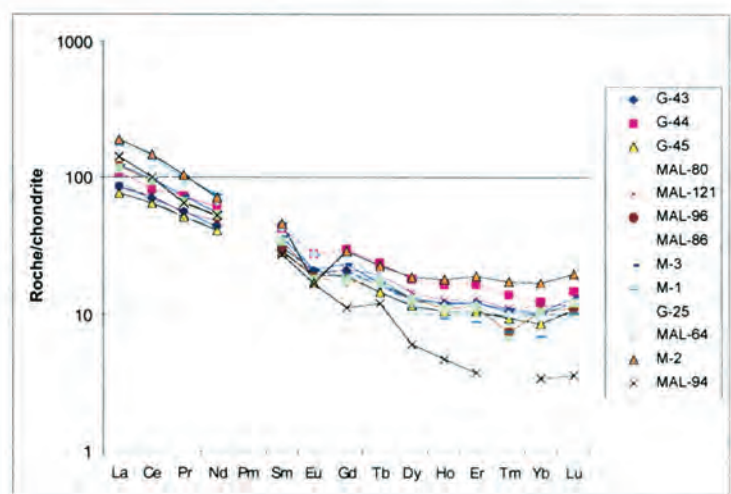


Fig. 36- Diagrammes Nb-Y et Rb-(Y+Nb) [Pearce *et al.*, 1984] pour les volcanites du Miocène moyen-supérieur.

De même, la composition des tufs ignimbrtiques varie depuis des andésites acides (presque des dacites) jusqu'à des rhyolites (62-77% de SiO₂) (Table 9 ; Fig. 34). Le rapport FeO*/MgO des andésites varie de 1,3 à 3,5 (Table 9). Les PAF de toutes ces roches n'excèdent pas 2% sauf en de rares cas où elles atteignent 5% (Table 9).

Les laves de ce groupe sont pauvres en TiO₂ (<0,9%), moyennement alumineuses (Al₂O₃ ~13-19%) et riches en K₂O (1,5-5,7%; Table 9). Les andésites ont des teneurs en K₂O comprises entre 1,5 et 3,5%, tandis que pour les dacites et les rhyolites ces teneurs varient entre 2,4 et 5,7% (Table 8 ; Fig. 34). Le rapport K₂O/Na₂O des andésites varie entre 0,3 et 0,9, tandis que celui des dacites et

des rhyolites est compris entre 0,6 et 1,4 (Table 9). Dans le diagramme de Peccerillo et Taylor [1976 ; Fig. 34 et 41], la majorité de ces laves occupe le domaine des séries calco-alcalines fortement potassiques. Par contre, certaines laves sont dans le champs des séries calco-alcaline moyennement potassique (8 andésites) ou shoshonitique (2 dacites) (Fig. 34). Cinq andésites moyennement potassiques sont basiques et ont des rapports K₂O/Na₂O inférieurs à 0,5 ; elles proviennent de la bordure ouest (coté fosse) de l'arc volcanique. Inversement, les deux dacites shoshonitiques ont des rapports K₂O/Na₂O de 1,22 et 1,38, et proviennent d'un centre volcanique situé dans la partie centrale de l'arc (50 km à l'Est de la bordure ouest).

Echantillon	Vn. Quevilque	Strates Paquisia			St. Guacapeque	Formation Zapahuira					
	MAL-113	MAL-51	MAL-86	MAL-56	MAL-96	G-43	G-44	G-45	MAL-121	MAL-139	G-25
Lithologie	andésite	dacite	andésite	dacite	dacite	andésite	andésite	andésite	andésite	andésite	dacite
Minéralogie°	ohb,opx	pxs	pxs,hb	bi,ahf	hb,bi,pxs	pxs,ol	pxs,ol	pxs,ol	pxs	ohb,opx	ohb,opx
Age	17.7±0.6	15.9±0.5	16.1±0.6	17.8±0.5	15.8±0.7	12.8±0.4	12.7±0.2	11.7±0.7	15.0±1.2	12.3±0.4	15.7±0.6
Teneur en %											
SiO ₂	59,23	63,71	62,01	68,39	65,87	54,91	54,7	56,31	57,17	61,28	63,57
TiO ₂	0,73	0,80	0,73	0,53	0,57	0,77	0,92	0,82	0,79	0,76	0,66
Al ₂ O ₃	17,80	15,77	16,21	15,21	16,02	17,57	17,32	18,2	17,74	16,83	16,46
Fe ₂ O ₃	2,69	4,02	3,46	2,60	4,08	7,41	7,95	7,67	3,04	3,00	5,01
FeO	3,27	1,16	2,07	0,13	0,53				4,19	2,33	
CaO	6,06	3,90	4,74	1,87	3,59	6,98	6,84	7,01	6,62	4,87	3,94
MgO	2,73	1,48	2,64	0,56	1,04	4,33	3,71	3,25	3,20	2,11	1,14
MnO	0,10	0,05	0,09	0,04	0,08	0,1	0,1	0,11	0,12	0,12	0,06
Na ₂ O	3,69	3,53	3,45	4,08	3,75	3,56	3,76	3,81	3,39	4,07	4,56
K ₂ O	2,25	4,32	3,30	5,66	2,92	1,68	1,6	1,8	2,07	2,76	2,72
P ₂ O ₅	0,22	0,28	0,28	0,17	0,22	0,25	0,29	0,22	0,24	0,30	0,26
P.A.F	0,8	0,9	0,6	0,7	1,2	2,2	2,5	0,8	1,1	1,3	1,4
SOMME	99,55	99,91	99,54	99,87	99,83	99,71	99,71	100	99,63	99,73	99,74
Teneur en ppm											
Co	16	11	17	< 2	13	30	25	22	19	11	9
Cr	18	16	66	5	15				10	13	
V	136	116	117	33	94				156	98	
Sc	14	8	12	3	10				17	10	
Ni	6	8	29	< 2	< 2				3	< 2	
Zn	88	79	76	75	66				89	93	
Cu	57	46	80	8	29				62	22	
Rb	58	145	152	166	104	51	39	47	56	64	61
Sr	568	475	532	327	442	649	668	621	504	660	675
Y	14,8	20	19,5	21	16,75	20	29	17	19,7	19	21
Zr	160	274	255	404	147	150	159	140	156	199	195
Nb	5	11	10	18	8	7	8	7	5	6	12
Ba	709	1000	875	1400	919	587	660	545	548	909	1113
La	26	52	22	59	28,90	20,48	26,37	18,37	21	32	35,57
Ce	53	97	43	116	58,60	43,58	51,02	39,34	45	73	71,59
Pr	5,7		4,8		6,45	5,37	7,05	4,88	5,2		8,57
Nd	23	40	21	46	24,20	20,78	28,65	19,16	23	33	31,64
Sm	4,5		4,7		4,53	4,77	6,48	4,38	5,3		6,65
Eu	1,06		1,21		1,08	1,21	1,61	1,12	1,15		1,62
Gd	3,2		3,9		3,54	4,29	6,23	3,88	4,4		5,41
Tb	0,59		0,68		0,63	0,61	0,90	0,55	0,74		0,70
Dy	2,7		3,4		3,30	3,26	4,66	2,92	3,7		3,35
Ho	0,53		0,66		0,64	0,68	0,95	0,59	0,73		0,66
Er	1,59		1,92		1,88	2,03	2,75	1,75	2,2		1,94
Tm	0,18		0,24		0,19	0,27	0,36	0,24	0,28		0,26
Yb	1,45		1,69		1,80	1,71	2,14	1,46	1,95		1,63
Lu	0,24		0,27		0,28	0,31	0,38	0,27	0,31		0,31
Hf						4,48	4,76	4,12			5,45
Ta						0,48	0,52	0,45			0,84
Pb	11	25	29	30	22	9,53	11,16	9,13	10	14	14,91
Th						5,26	6,12	4,70			6,34
K ₂ O/Na ₂ O	0,61	1,22	0,96	1,39	0,78	0,47	0,43	0,47	0,61	0,68	0,60
FeO*/MgO	2,09	3,24	1,97	4,44	4,02	1,54	1,93	2,12	2,16	2,39	3,95
Ti	4349,2	4799,1	4399,4	3149,4	3399,5	4615,5	5514,6	4915,2	4749,2	4549,2	3956,1
La/Yb	17,90		13,08		16,10	11,98	12,32	12,58	10,56		21,82
Sm/Yb	3,12		2,79		2,52	2,79	3,03	3,00	2,70		4,08
(Eu/Eu*)N	0,81		0,84		0,80	0,80	0,76	0,81	0,71		0,80

° à part le plagioclase

* Fe₂O₃ (tot)

PAF=H₂O+CO₂+C+S

\$=pons ou flamme

TABLE 9.— Analyses chimiques des volcanites du Miocène moyen-supérieur.

Éléments traces et terres rares. Les volcanites du Miocène moyen-supérieur sont riches en Rb (30-190 ppm), Ba (370-1400 ppm, exceptionnellement l'andésite acide MAL-56 contient 1800 ppm de Ba), Sr (35-800 ppm), Zr (120-275 ppm), et en Th (9-22 ppm) [Table 9 ; Wörner *et al.*, 1992b]. Les spectres multi-éléments, normalisés aux N-MORB [Sun et McDonough, 1989] montrent des anomalies positives en éléments lithophiles (Rb, Ba, Th et K) et des anomalies négatives en Nb, P, Ta et Ti (Fig. 35), caractéristiques de magmas orogéniques. Les anomalies négatives en Ti et Sr de la rhyolite M-2 sont très fortement marquées, comparées aux autres roches (Fig. 35).

De même, cette rhyolite a la teneur la plus élevée en Th (22 ppm; Table 9). Toutes les roches de ce groupe sont enrichies en LREE par rapport aux lourdes HREE [Fig. 36 ; normalisation aux chondrites d'après Sun et McDonough, 1989].

Les laves ont, généralement, des rapports La/Yb et Sm/Yb compris respectivement entre 11 et 27 et entre 2,5 et 4,2 (Table 9). Deux dacites (M-1 et MAL-94) ont exceptionnellement des rapports La/Yb (36 et 58) et Sm/Yb (6,1 et 7,2) plus élevés. Les anomalies négatives en Eu des andésites et dacites sont peu marquées (Eu/Eu* compris entre 0,66 et 0,83), tandis que celle de la rhyolite (M-2)

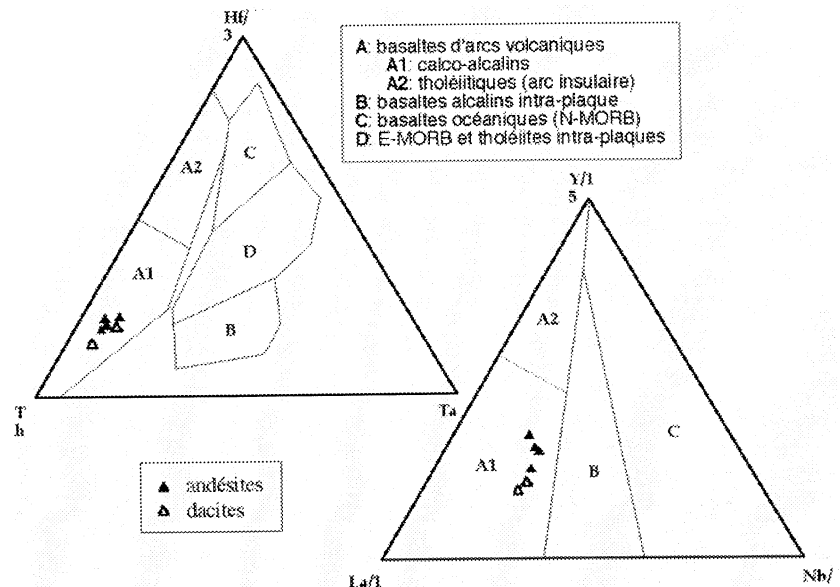
Volcan Sucuna			Formation Macusa					Vn. Marquez		Fm. Huaylas	Vn. Familiani
MAL-80 andésite ol,pxs 15.0±0.6	MAL-65 andésite pxs,ohb 12.7±0.8	MAL-93 andésite opx 11.6±0.4	MAL-64 tuf \$ pxs 11.2±0.5	MAL-62 andésite pxs 10.3±0.4	M-1 dacite hb,opx 10.4±0.7	M-3 andésite pxs	M-2 tuf q,s,b	MAL-63 dacite ohb,bi 9.3±0.4	MAL-204 dacite ohb	MAL-142 tuf q,s,b,o,p 10.8±0.4	MAL-94 tuf \$ ohb,opx 6.8±0.7
56,40	61,41	57,16	61,58	61,64	64,67	60,76	75,04	62,48	63,25	67,35	64,29
0,91	0,72	0,77	0,66	0,74	0,61	0,65	0,14	0,68	0,62	0,25	0,57
17,76	16,81	18,61	17,12	16,12	15,84	16,15	12,99	15,90	17,38	15,23	16,33
3,78	2,79	2,89	4,21	3,87	4,13	5,73	1,2	3,49	4,10	1,72	3,12
3,81	2,37	4,14	1,43	1,97				0,92	0,42	0,20	0,80
6,86	4,99	6,29	4,92	5,36	3,53	4,66	0,47	4,80	4,25	2,32	3,74
2,86	2,05	2,96	2,08	2,59	1,21	2,02	0,25	2,01	1,18	1,57	1,43
0,13	0,06	0,13	0,10	0,09	0,05	0,07	0,02	0,06	0,08	0,08	0,06
4,44	3,75	3,97	3,65	3,51	4,26	2,94	3,36	3,37	4,72	2,53	3,66
1,48	3,25	1,60	3,22	3,04	3,34	3,3	4,69	3,82	2,87	3,06	3,55
0,23	0,22	0,31	0,21	0,18	0,24	0,19	0	0,22	0,36	0,10	0,25
1,1	1,3	0,7	0,4	0,8	1,2	3,2	1,6	2,2	0,6	5,1	1,8
99,73	99,70	99,52	99,58	99,89	99,05	99,71	99,75	99,91	99,83	99,51	99,55
23	13	22	15	15	8	14	0,21	11	8	3	11
10	14	14	11	14			0,00	20	<5	14	10
190	117	142	120	156			2,35	111	69	24	75
14	6	13	11	12			15,73	7	5	3	6
10	7	10	4	10			3,54	10	< 2	< 2	4
100	88	95	78	83			38,09	86	83	35	72
82	35	73	39	56			4,00	39	18	11	21
27	51	29	97	93	78	86	190,25	71	49	104	125
592	712	641	498	522	713	597	34,06	796	865	238	630
16,7	12	16	17,4	18	21	22	27,74	10	14	9	7,015
144	180	142	193	191	251	187	135,22	192	261	123	199
5	7	5	8	10	13	10	16,75	8	9	10	8
653	1800	674	850	765	1282	850	372,55	1100	1280	815	1260
42	33	18	28	27	41,64	29,63	42,66	28	41	40	33,65
90	61	41	58	52	82,98	60,65	85,65	60	78	65	61,75
9,2			6,4		9,83	7,09	9,70				6,125
35	34	23	25	25	35,49	26,12	33,68	27	38	20	24,6
6,7			5,3		7,14	5,65	6,14				4,19
1,22			1,04		1,60	1,25	0,49				0,9585
4,2			3,6		5,54	4,79	5,30				2,275
0,68			0,63		0,66	0,64	0,87				0,446
3,2			3,2		2,86	3,35	5,38				1,535
0,59			0,62		0,53	0,69	1,14				0,2685
1,70			1,89		1,47	2,04	3,29				0,6175
0,22			0,17		0,19	0,28	0,49				0,03
1,58			1,76		1,17	1,76	3,38				0,579
0,24			0,31		0,26	0,34	0,53				0,0915
10	14	10	16	16	7,37	5,75	6,22				
					0,96	0,84	1,74				
					22,33	17,83	31,01	16	14	30	23
					7,63	10,15	21,82				
0,33	0,87	0,40	0,88	0,87	0,78	1,12	1,40	1,13	0,61	1,21	0,97
2,52	2,38	2,28	2,51	2,10	3,07	2,55	4,32	2,02	3,49	1,11	2,53
5449,0	4299,2	4599,3	3949,3	4449,2	3656,4	3896,2	839,2	4099,3	3699,3	1499,7	3399,5
26,84			15,68		35,59	16,84	12,61				58,12
4,21			2,99		6,10	3,21	1,81				7,24
0,66			0,69		0,75	0,72	0,45				0,86

TABLE 9.— Analyses chimiques des volcanites du Miocène moyen-supérieur (suite).

est beaucoup plus importante ($Eu/Eu^* = 0,45$) (Table 9). Ceci indique un fractionnement du plagioclase plus important dans les faciès acides.

Le caractère calco-alcalin des laves du Miocène moyen-supérieur est confirmé lorsque ces roches sont reportées dans des diagrammes basés sur des éléments fortement incompatibles (Th, Ta, Hf, La, Nb, Y) et réputés relativement immobiles durant les processus d'altération [Wood, 1980 ; Cabanis et Lecolle, 1989; Fig. 37].

FIG. 37– Diagrammes Hf-Th-Ta [Wood, 1980] et Y-La-Nb [Cabanis et Lécolle, 1989] pour les volcanites du Miocène moyen-supérieur.



5- LE PLIOCÈNE-QUATÉNAIRE

Les produits du volcanisme plio-quaternaire (5-0 Ma) sont essentiellement effusifs, de plus faible volume, et représenté par des laves, des dômes, et localement par des tufs ignimbritiques. Les laves et les dômes forment des strato-volcans (volcans Taapaca, Larancagua, Pomerape, Parinacota, Guallatiri, Arintica, Puquintica, Chuquiananta, Chiguana). Les tufs ignimbritiques (eg. Ignimbrite Lauca) sont isolés ou intercalés dans des séries sédimentaires. Des données pétro-géochimiques sur les centres Taapaca, Pomerape, Parinacota, Guallatiri, Arintica et Puquintica sont disponibles [Wörner *et al.*, 1988 ; Davidson *et al.*, 1990 ; Wörner *et al.*, 1992b].

5.1- Pétrographie

Les strato-volcans Taapaca, Pomerape, Parinacota, Guallatiri, Arintica et Puquintica seraient constitués de plusieurs type de laves qui sont des andésites à olivine et clinopyroxène, des andésites à amphibole accompagnée de pyroxène (rare) et de biotite, des dacites et rhyolites [Wörner *et al.*, 1988, 1992]. Les laves acides, extrêmement porphyriques (jusqu'à 50% de phénocristaux), forment des dômes et sont associées à des brèches rhyodacitiques (association feldspath alcalin et plagioclase)

clase) renfermant de l'amphibole et de la biotite. Des andésites basaltiques, renfermant de l'olivine (parfois abondante, 5-10%) et du clinopyroxène, ont été décrites parmi les cônes parasites des volcans Pomerape et Parinacota [Wörner *et al.*, 1988]. Elles peuvent être dépourvues de phénocristaux de plagioclase. De plus, Wörner *et al.* [1988] signalent dans les laves du Volcan Pomerape la présence de xénolithes granitiques qui au contact de l'encaissant volcanique développent des bordures réactionnelles.

Les faciès que nous avons reconnu et étudié ici sont des andésites, des dacites et des ignimbrites rhyolitiques. Les andésites et dacites présentent des textures porphyrique ou aphanitique, parfois vacuolaire. Sept échantillons d'andésites (MAL-52, 66, 67 et 68, GAL-4, 32, BOL-6) et trois de dacites (MAL-55 et GAL-12, 47) ont été étudiés en lame mince (Table 10). Ces roches renferment de 5 à 30% de phénocristaux millimétriques (<2 mm) baignant dans une mésostase pilotaxitique (andésite) ou hyalopilitique (dacite).

Les andésites, généralement plus porphyriques que les dacites, sont à amphibole, accompagnée de pyroxènes et/ou de biotite ; localement on observe des andésites basiques à olivine et clinopyroxène (BOL-6).

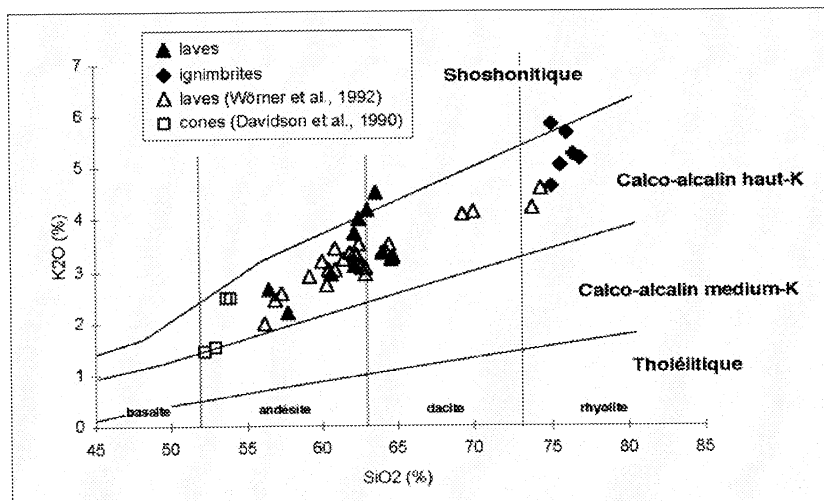


FIG. 38– Diagramme K_2O-SiO_2 [Peccerillo & Taylor, 1976] pour les volcanites du Pliocène-Quaternaire. Calculé en base anhydre.

Les dacites sont à amphibole et/ou pyroxène. Le plagioclase est parfois fortement zoné et montre souvent une texture "sieve", indiquant un déséquilibre magmatique. Il est le plus souvent inclus dans l'amphibole et les pyroxènes, mais il contient aussi localement des inclusions de pyroxènes. L'amphibole (hornblende ou oxyhornblende) présente souvent des bordures opacifiées. Les oxydes Fe-Ti (1-2%) sont toujours présents. Parfois, ces laves contiennent de l'apatite.

Les tufs ignimbritiques, rhyolitiques, sont de même composition que ceux des épisodes antérieurs. Les échantillons étudiés en lame mince proviennent de l'Ignimbrite Lauca (MAL-148, 160 et 163, GAL-33 ; Table 10). Ce sont des faciès riches en cristaux millimétriques (<2 mm) et en verre, mais les fragments lithiques sont parfois très abondants. Parmi les cristaux (20 à 40%), on observe du quartz (5-20%), de la sanidine (5-15%), du plagioclase (5-10 %), de la biotite (1-3%) et des proportions mineures d'oxyhornblende (0-1%). Ces tufs renferment souvent de rares cristaux d'apatite et de zircon. La matrice vitreuse est parfois vacuolaire et souvent smectitisée. Le quartz est souvent corrodé et les plagioclases sont parfois fortement zonés. La biotite contient des inclusions de plagioclase, et l'oxyhornblende montre souvent des bordures fortement oxydées.

5.2- Géochimie

Parmi les roches du Plio-Quaternaire, 8 échantillons de laves et 3 échantillons de tufs ont été analysés chimiquement. De plus, nous avons utilisé les données géochimiques disponibles (près de 30 analyses avec de PAF inférieur à 2%) sur les laves des volcans Taapaca, Pomerape, Parinacota, Guallatiri, Arintica et Puquintica, et de l'Ignimbrite Lauca [Davidson *et al.*, 1990 ; Wörner *et al.*, 1992b].

Éléments majeurs. Les compositions des laves, basées sur les teneurs en SiO_2 (entre 52 et 75%) varient depuis des andésites basaltiques jusqu'à des rhyolites, les andésites étant les termes les plus abondants (Table 10 ; Fig. 38). Les tufs sont rhyolitiques avec des teneurs en SiO_2 comprises entre 75 et 78% (Table 10 ; Fig. 38). Les pertes au feu des laves (~1-2%) sont un peu inférieures à celles des tufs (2-3% ; Table 10). Toutes ces roches sont pauvres en TiO_2 (<1%), moyennement alumineuses ($17 < \text{Al}_2\text{O}_3\%$ < 12) et très riches en K_2O (1,4 à 5,8% ; Table 10). Les andésites ont des teneurs en K_2O de 2 à 4% (Table 10; Fig. 38 et 41). Le rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ des laves intermédiaires est compris entre 0,5 et 1,2, tandis que celui des ignimbrites rhyolitiques varie de 1,1 à 2 (Table 10). Dans le diagramme de Peccerillo et Taylor [1976 ; Fig. 38], la plupart de ces roches appartiennent à des séries calco-alcalines fortement potassiques. Cependant, deux andésites basaltiques, provenant des cônes parasites holocènes [Davidson *et al.*, 1990], diffèrent par des teneurs plus basses en K_2O (~1,4%), et trois andésites-dacites sont dans le champ des shoshonites, avec des valeurs de K_2O supérieures à 4%. Les trois andésites-dacites shoshonitiques, avec des rapports $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ compris entre 1 et 1,2, proviennent de la partie centrale de l'arc (30-60 km à l'Est de la bordure ouest).

Les andésites ont des teneurs en MgO comprises entre 1,96 et 3,07%, alors que dans les dacites ils sont inférieurs à 2,24%. Le rapport FeO^*/MgO des andésites varie de 1,32 à 2,31 (Table 10).

Éléments traces et terres rares. Les volcanites plio-quaternaires sont très riches en Rb (30-155 ppm), Sr (100-1200 ppm), Zr (80-235 ppm), Ba (75-1400 ppm) et Th (5-22 ppm) [Table 10 ; Davidson *et al.*, 1990 ; Wörner *et al.*, 1992b]. Ces roches sont fortement enrichies en éléments lithophiles (Rb, Ba, Th et K), et par rapport aux N-MORB [Sun et McDonough, 1989], elles présentent des anomalies négatives en Nb, P et Ti (Fig. 39). Ce sont des caractéristiques de magmas orogéniques. Leurs spectres de terres rares [normalisés aux chondrites ; Sun et McDonough, 1989] sont très enrichis en terres rares légères par rapport

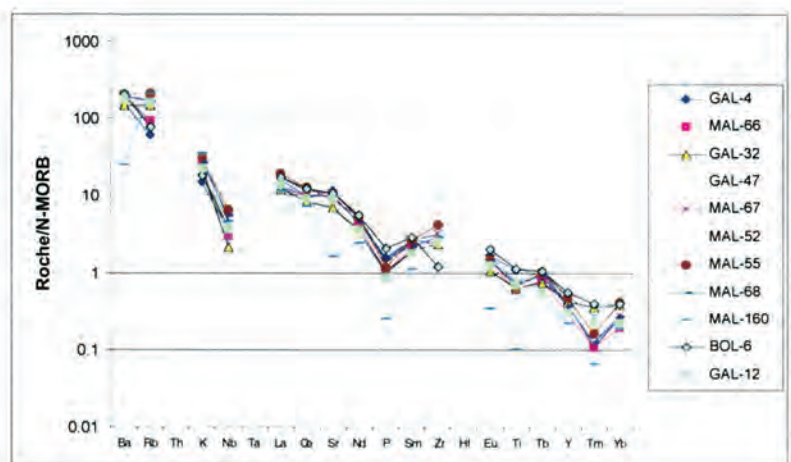


Fig. 39— Spectres multi-éléments [Sun & McDonough, 1989] des volcanites du Pliocène-Quaternaire.

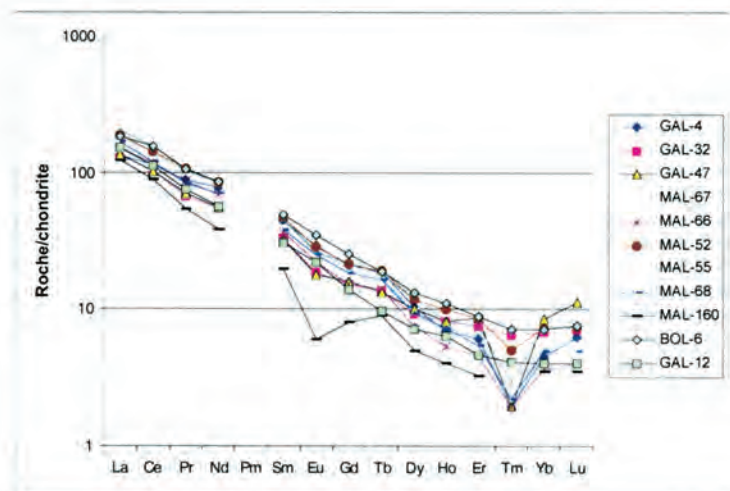


Fig. 40— Spectres de Terres Rares [Sun & McDonough, 1989] des volcanites oligocène à quaternaire.

Echantillon Lithologie Minéralogie ^a Age	Vn. Anacaire		Vn. Laranca		Vn. Píñua		St. Huasqui		Ignimbrite I. Auca		Vn. Cailla		Vn. Llanquima		Vn. Chiquana		Vn. Arica		Vn. Piquinica	
	MAL-66	MAL-66	GAL-32	GAL-32	GAL-47	GAL-47	BOL-6	BOL-6	MAL-148	MAL-160	GAL-4	GAL-4	GAL-12	GAL-12	MAL-68	MAL-68	MAL-52	MAL-52	MAL-55	MAL-55
Teneur en %																				
SiO ₂	61,18	61,18	61,49	61,49	64,14	64,14	55,60	55,60	73,37	74,42	57,19	57,19	62,56	62,56	61,47	61,47	60,44	60,44	63,11	63,11
TiO ₂	0,79	0,79	0,81	0,81	0,58	0,58	1,43	1,43	0,13	0,13	1,40	1,40	0,90	0,90	0,96	0,96	0,98	0,98	0,83	0,83
Al ₂ O ₃	16,57	16,57	16,72	16,72	16,56	16,56	14,97	14,97	12,39	12,39	17,06	17,06	16,61	16,61	15,81	15,81	16,44	16,44	15,74	15,74
Fe ₂ O ₃	3,84	3,84	2,78	2,78	3,78	3,78	3,85	3,85	0,82	0,82	4,56	4,56	3,15	3,15	3,10	3,10	5,86	5,86	2,03	2,03
FeO	0,99	0,99	0,70	0,70	0,94	0,94	3,31	3,31	0,02	0,02	2,43	2,43	1,45	1,45	0,17	0,17	0,25	0,25	2,46	2,46
CaO	4,85	4,85	0,09	0,09	0,09	0,09	7,10	7,10	0,69	0,69	0,07	0,07	0,06	0,06	4,47	4,47	5,40	5,40	4,15	4,15
MgO	2,06	2,06	2,25	2,25	1,42	1,42	5,14	5,14	0,23	0,23	6,29	6,29	3,33	3,33	0,08	0,08	0,10	0,10	2,24	2,24
MnO	0,06	0,06	4,84	4,84	4,07	4,07	0,10	0,10	0,04	0,04	4,35	4,35	3,39	3,39	3,86	3,86	4,15	4,15	0,06	0,06
Na ₂ O	4,09	4,09	3,91	3,91	4,17	4,17	3,79	3,79	4,35	4,35	5,11	5,11	5,03	5,03	3,28	3,28	2,95	2,95	3,96	3,96
K ₂ O	3,66	3,66	3,05	3,05	3,23	3,23	2,61	2,61	0,04	0,04	0,37	0,37	0,20	0,20	0,31	0,31	0,34	0,34	4,48	4,48
P ₂ O ₅	0,25	0,25	0,24	0,24	0,22	0,22	0,49	0,49	2,7	2,7	0,6	0,6	1,9	1,9	1,1	1,1	0,3	0,3	0,6	0,6
PAF	1,2	1,2	0,7	0,7	0,4	0,4	1,5	1,5	2,4	2,4	0,6	0,6	1,9	1,9	1,1	1,1	0,3	0,3	0,6	0,6
SOMME	99,54	99,54	99,56	99,56	99,56	99,56	99,86	99,86	99,65	99,59	99,58	99,58	99,72	99,72	99,90	99,90	99,92	99,92	99,89	99,89
Teneur en ppm																				
Co	12	12	15	15	12	12	26	26	<2	<2	22	22	13	13	14	14	15	15	11	11
Cr	18	18	10	10	17	17	137	137	11	11	44	44	28	28	30	30	22	22	49	49
V	116	116	124	124	84	84	166	166	6	6	161	161	103	103	127	127	100	100	107	107
Sc	6	6	9	9	9	9	14	14	<2	<2	9	9	7	7	6	6	8	8	6	6
Ni	8	8	<2	<2	3	3	115	115	<2	<2	21	21	13	13	15	15	12	12	20	20
Zn	86	86	85	85	74	74	104	104	21	21	107	107	80	80	86	86	91	91	83	83
Cu	46	46	46	46	30	30	53	53	7	7	50	50	17	17	29	29	47	47	29	29
Rb	53	53	81	81	87	87	43	43	129	121	34	34	89	89	92	92	50	50	120	120
Sr	931	931	623	623	593	593	960	960	98	98	1030	1030	800	800	889	889	1000	1000	806	806
Y	8,3	8,3	11,7	11,7	13,6	13,6	16	16	8	8	110	110	8,52	8,52	10,55	10,55	14,3	14,3	13,7	13,7
Zr	193	193	174	174	191	191	90	90	93	85	182	182	187	187	218	218	222	222	313	313
Nb	7	7	5	5	7	7	9	9	9	11	9	9	9	9	13	13	11	11	15	15
Ba	1200	1200	933	933	1020	1020	1300	1300	276	157	983	983	1090	1090	1200	1200	1400	1400	1300	1300
La	36	36	32	32	32	32	43,75	43,75	34	29,3	32	32	35,55	35,55	40,2	40,2	44	44	49	49
Ce	73	73	63	63	62	62	94,05	94,05	63	53,8	70	70	67,90	67,90	73,75	73,75	87	87	97	97
Pr	8,3	8,3	6,5	6,5	6,7	6,7	9,95	9,95	21	17,85	36	36	26,20	26,20	33,15	33,15	40	40	39	39
Nd	32	32	26	26	26	26	40,00	40,00	21	2,995	6,8	6,8	4,67	4,67	5,91	5,91	7,2	7,2	6,9	6,9
Eu	5,6	5,6	5,1	5,1	4,9	4,9	7,54	7,54	2,03	0,3485	1,72	1,72	1,28	1,28	1,47	1,47	1,68	1,68	1,51	1,51
Gd	1,30	1,30	1,09	1,09	1,03	1,03	2,03	2,03	1,66	1,66	4,4	4,4	2,89	2,89	3,815	3,815	4,5	4,5	4,6	4,6
Tb	0,53	0,53	0,51	0,51	0,50	0,50	0,70	0,70	0,333	0,333	0,70	0,70	0,36	0,36	0,616	0,616	0,72	0,72	0,67	0,67
Dy	1,92	1,92	2,4	2,4	2,6	2,6	3,32	3,32	0,229	0,229	0,40	0,40	0,36	0,36	0,4105	0,4105	0,57	0,57	0,47	0,47
Ho	0,30	0,30	0,46	0,46	0,46	0,46	0,63	0,63	0,03	0,03	1,02	1,02	0,76	0,76	0,913	0,913	1,44	1,44	1,24	1,24
Er	0,76	0,76	1,25	1,25	1,43	1,43	1,46	1,46	0,05	0,05	0,05	0,05	0,10	0,10	0,057	0,057	0,13	0,13	0,07	0,07
Tm	0,05	0,05	0,17	0,17	0,05	0,05	0,18	0,18	0,6	0,6	0,77	0,77	0,68	0,68	0,8415	0,8415	1,25	1,25	1,26	1,26
Yb	0,62	0,62	1,17	1,17	1,43	1,43	1,23	1,23	0,089	0,089	0,16	0,16	0,10	0,10	0,126	0,126	0,19	0,19	0,19	0,19
Lu	0,10	0,10	0,18	0,18	0,28	0,28	0,19	0,19												
Hf																				
Ta																				
Pb																				
Th																				
K ₂ O/Na ₂ O	0,89	0,89	0,78	0,78	0,78	0,78	0,69	0,69	1,13	1,49	0,50	0,50	0,85	0,85	1,05	1,05	0,71	0,71	1,13	1,13
FeO*/MgO	2,16	2,16	2,31	2,31	3,05	3,05	1,32	1,32	3,24	3,62	2,13	2,13	2,19	2,19	1,97	1,97	2,02	2,02	1,91	1,91
Ti	4749,2	4749,2	4849,1	4849,1	3449,4	3449,4	8398,5	8398,5	799,9	779,2	8398,5	8398,5	5399,0	5399,0	5749,1	5749,1	5899,0	5899,0	4999,1	4999,1
La/Yb	57,60	57,60	26,92	26,92	22,31	22,31	35,71	35,71	48,83	48,83	41,46	41,46	52,16	52,16	47,77	47,77	35,12	35,12	38,96	38,96
Sm/Yb	9,04	9,04	4,34	4,34	3,44	3,44	6,16	6,16	8,84	8,84	8,84	8,84	8,84	8,84	7,02	7,02	5,80	5,80	5,48	5,48
(Eu/Eu*)N	0,86	0,86	0,77	0,77	0,74	0,74	0,94	0,94	0,43	0,43	0,90	0,90	0,99	0,99	0,82	0,82	0,84	0,84	0,78	0,78

TABLE 10.- Analyses géochimiques des volcanites du Pliocène-Quaternaire.

^a à part le plagioclase
^{*} Fe₂O₃ (tot)
PAF=H₂O+CO₂+C+^s
^s=pons ou flamme

aux lourdes (Fig. 40), avec des rapports La/Yb compris entre 22 et 58 et des rapports Sm/Yb compris entre 3,4 et 9,0 (Table 10). L'anomalie négative en Eu des laves analysées est peu marquée (Eu/Eu* compris entre 0,74 et 0,90 ; Table 10), indiquant un fractionnement peu important du plagioclase. Cette anomalie est par contre très marquée dans le tuf rhyolitique

6- SYNTHÈSE ET COMPARAISON

Les faciès les plus abondants des unités volcaniques de l'Oligo-Néogène d'Arica sont les andésites (à pyroxènes±amphibole), les dacites (à amphibole ± pyroxènes ± biotite) et les ignimbrites rhyolitiques (à cristaux de quartz, sanidine, plagioclase, biotite et oxyhornblende).

Les rhyolites sont surtout abondantes à l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur. Des andésites basaltiques (à olivine et pyroxènes) et des dômes rhyolitiques et dacitiques (à quartz, feldpaths, biotite et amphibole) sont localement connus. Dans les andésites et dacites, le plagioclase varie souvent du labrador à l'andésine, tandis que dans les rhyolites il varie du labrador à l'oligoclase. Les pyroxènes correspondent à des enstatites et à des augites ; ces derniers ont des compositions caractéristiques de magmas orogéniques [Leterrier *et al.*, 1982]. L'amphibole (hornblende ou oxyhornblende) est généralement du type magnésio-édénitique ou pargasite ferrifère. Les biotites sont relativement magnésiennes..

Du point de vue chimique, les magmas oligo-néogènes d'Arica sont de composition essentiellement intermédiaire et acide (52-79% de SiO₂), riches en K₂O (1,3-6,0%), moyennement alumineux et pauvres en Ti (Tables 8 à 10).

Ils appartiennent essentiellement à des séries calco-alcalines fortement potassique [Peccerillo et Taylor, 1976]. Localement, des roches calco-alcalines moyennement potassiques (dont les laves ont des rapports K_2O/Na_2O inférieurs à 0,5) et généralement moins différenciées (andésites basiques) sont présentes à la bordure occidentale (coté fosse) de l'arc volcanique, tandis que des laves shoshonitiques (avec des rapports K_2O/Na_2O supérieurs à 1) sont dans la partie centro-orientale de cet arc (à 30-60 km à l'Est de sa bordure ouest). Une telle augmentation du contenu en K_2O et du rapport K_2O/Na_2O vers l'Est (en s'éloignant de la fosse) a déjà été signalée, par exemple,

pour les volcanismes plio-quaternaires du Sud du Pérou [Lefèvre, 1973] et de l'Equateur [Barragan *et al.*, 1998]. Les rhyolites oligo-miocènes d'Arica sont caractéristiques des domaines d'arcs volcaniques [Pearce *et al.*, 1984] et, avec les laves contemporaines, forment une association bimodale. Toutes les volcanites oligo-néogènes étudiées sont riches en Rb, Sr, Zr, Ba et Th. Leurs spectres multi-éléments [normalisés aux N-MORB, Sun et McDonough, 1989] montrent des anomalies négatives en Nb, Ta et Ti, typiques des magmas orogéniques. Ces roches sont toujours enrichies en Terres Rares Légères par rapport aux Terres Rares Lourdes.

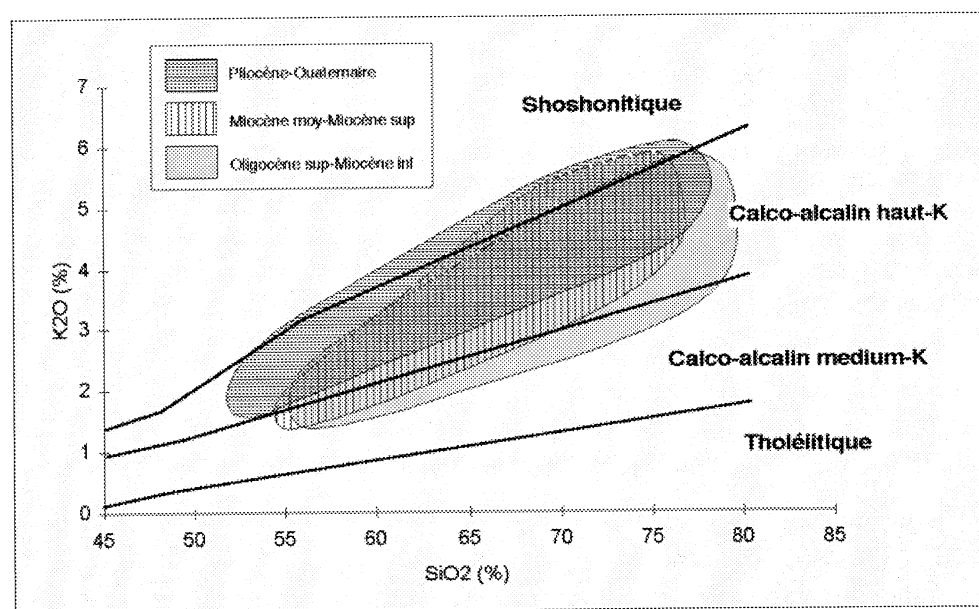


FIG. 41 Diagramme K_2O-SiO_2 [Peccerillo & Taylor, 1976] pour les volcanites oligocène à quaternaire.

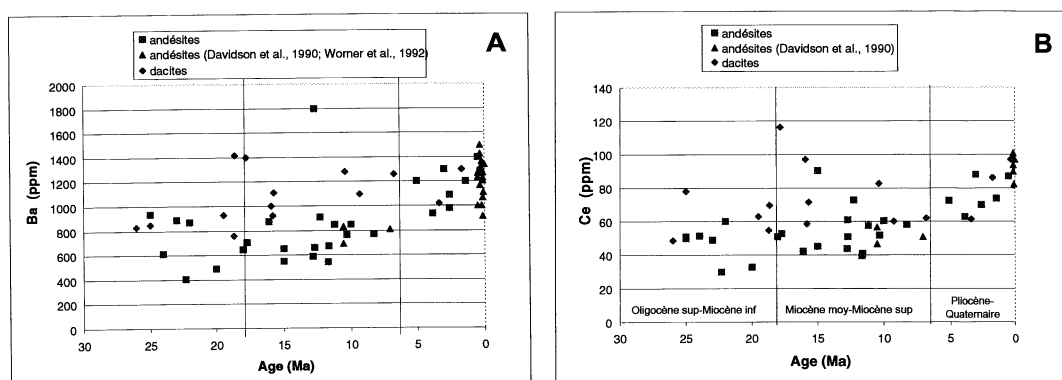


FIG. 42- Diagramme Ba-temps (A) et Ce-temps (B) pour les volcanites oligocène à quaternaire de la région d'Arica.

Afin d'étudier l'évolution magmatique spatio-temporale, nous nous proposons de comparer les trois épisodes volcaniques à des niveaux similaires de silice, en utilisant les roches les moins différenciées, c'est à dire les andésites. On observe ainsi entre elles, des différences mineures, mais importantes. En effet, bien que toutes les séries soient calco-calciques fortement potassiques, les andésites de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur sont moins potassiques (1,5-2,5%) que les andésites du Pliocène-Quaternaire (2-4%) (Tables 8 à 10 ; Fig. 41). Le rapport FeO^*/MgO des andésites oligo-miocènes (compris entre 1,49 et 2,42) est légèrement supérieur à celui des andésites plio-quaternaires (compris entre 1,32 et 2,31) (Tables 8 à 10). La concentration en éléments lithophiles des roches les plus anciennes est moins forte que celle des roches les plus jeunes, par exemple le Ce varie de 30-60 ppm à 60-100 ppm, et le Ba varie de 405-940 ppm à 915-1500 (Tables 8 à 10 ; Fig. 42). En ce qui concerne les Terres Rares, les rapports La/Yb, Ce/Yb et Sm/Yb des andésites de l'Oligo-Miocène (11-14, 24-27 et 2,0-2,1, respectivement) sont systématiquement inférieurs à ceux des andésites du Plio-Quaternaire (27-58, 43-125, 4,3-9,9, respectivement) (Fig. 43 et 44). C'est donc que les magmas les plus jeunes ont subi un enrichissement en LREE et un appauvrissement en HREE. Une forte augmentation des LREE au cours du temps a été également observée par Davidson *et al.* [1990] et McMillan *et al.* [1993], à partir de quelques données d'andésites (à 59-62% de SiO_2) du Miocène supérieur (volcans Tejene et Ajoya) comparées à celles du Quaternaire (volcans Pomerape et Parinacota).

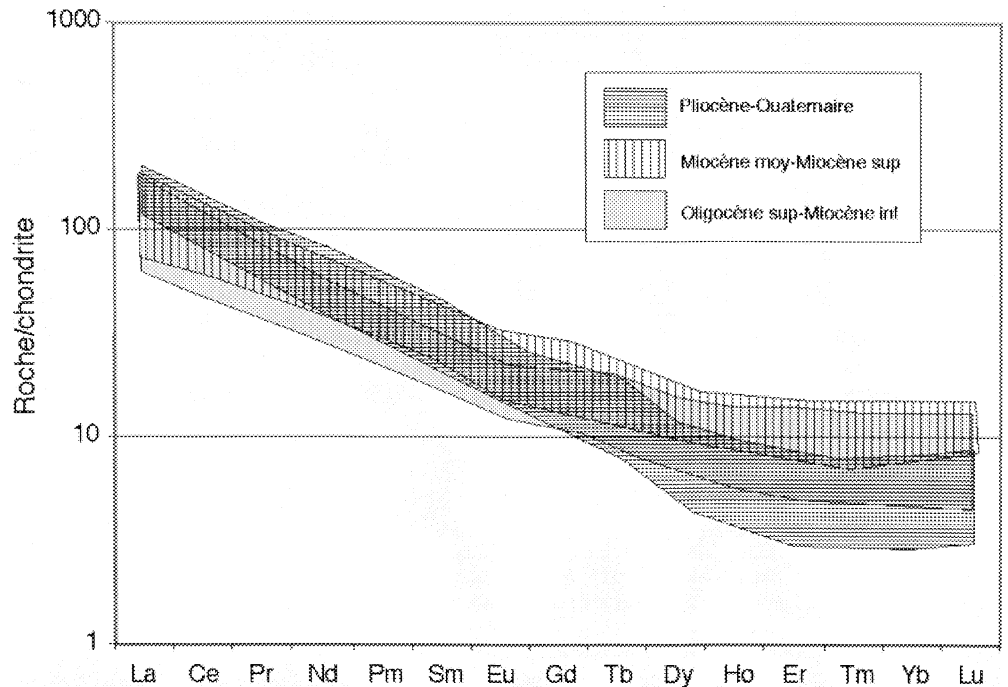


Fig. 43— Spectres de Terres Rares [Sun & McDonough, 1989] des volcanites oligocène à quaternaire.

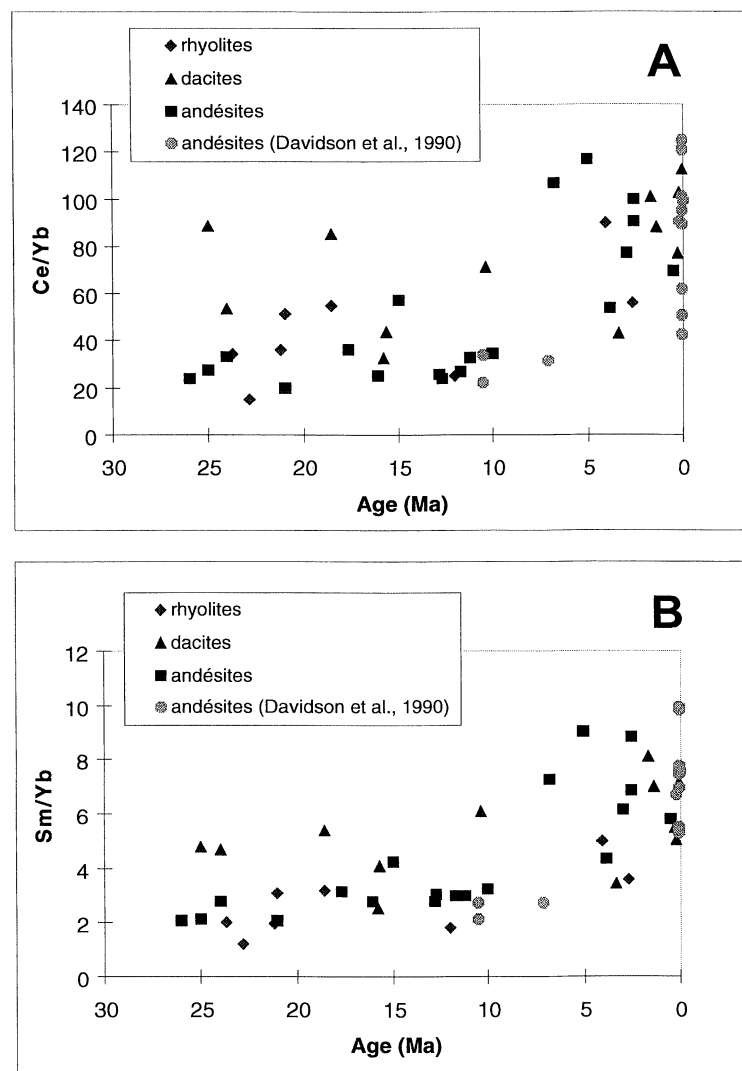


Fig. 44— Diagramme Ce/Yb-temps (A) et Sm/Yb-temps (B) pour les volcanites oligocène à quaternaire de la région d'Arica.

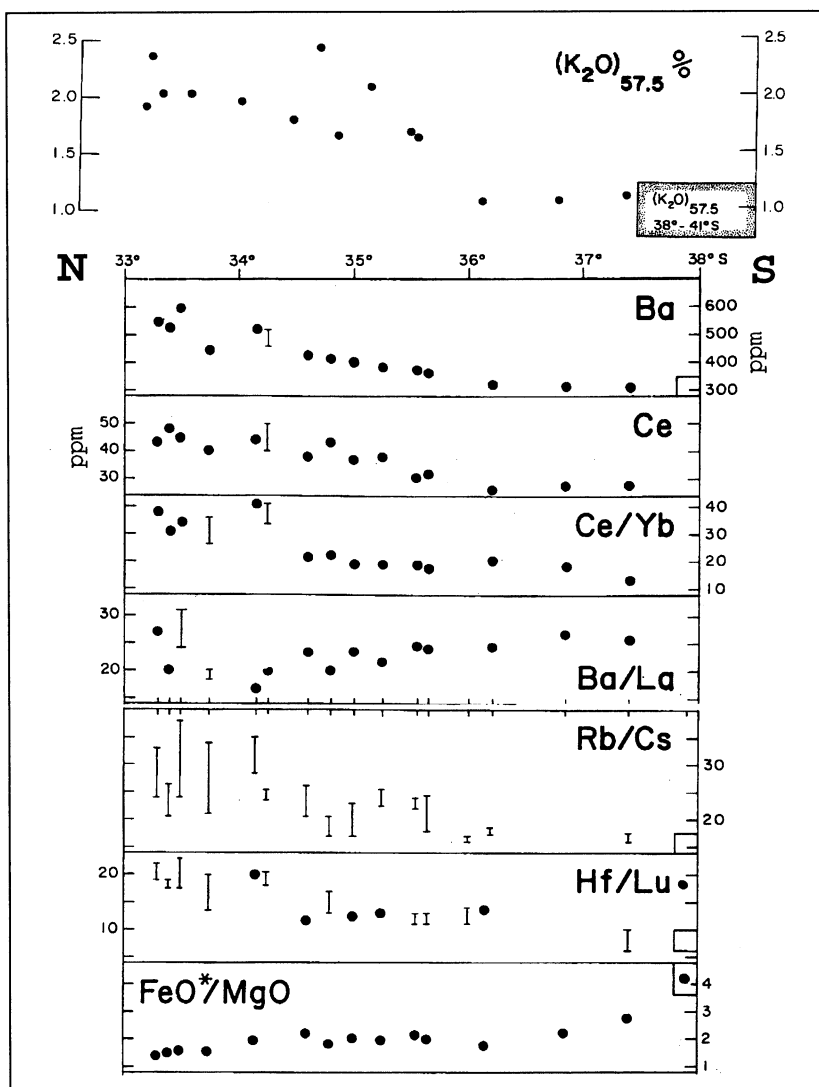


FIG. 45— Caractéristiques géochimiques des andésites (à 57,5% SiO₂) de la zone volcanique des Andes du Sud (SVZ : 33-38°S) d'après Hildreth & Moorbath [1988].

7- IMPLICATIONS SUR L'ÉPAISSISSEMENT CRUSTAL

Au cours de l'épaississement de la croûte continentale, les magmas subissent une contamination par addition de liquides crustaux dans la zone d'interaction des magmas au niveau de la croûte inférieure [eg. McMillan *et al.*, 1993]. L'épaississement crustal est reflété ainsi dans la genèse des magmas par un enrichissement en éléments lithophiles et incompatibles, éléments qui sont plus abondants dans la croûte continentale, et par un appauvrissement en terres rares lourdes. Dans la région d'Arica, le comportement des éléments lithophiles (eg. K, Ba, Ce), suggère une participation (contamination) de plus en plus importante de la croûte continentale dans la genèse de ces magmas.

Une augmentation relative des éléments incompatibles (eg. K, Ba, LREE) implique une génération de magmas avec des taux de fusion partielle plus faibles de la source mantélique, suggérant une formation sous une croûte plus épaisse [eg. Barragan *et al.*, 1998]. En fait, dans la région, les magmas les moins potassiques sont toujours présents

sur la bordure occidentale de l'arc volcanique où la croûte sous-jacente est la moins épaisse. En ce qui concerne les Terres Rares, un appauvrissement en HREE (augmentation des rapports Ce/Yb, La/Yb, et surtout Sm/Yb), au cours du temps, indique une augmentation de la quantité de grenat comme phase résiduelle dans la source (dans la croûte inférieure). Cette phase résiduelle est en équilibre à des pressions élevées, impliquant ainsi une génération des magmas sous une croûte continentale plus épaisse [voir aussi Kay *et al.*, 1987, 1991].

Par ailleurs, dû au rééquilibrage thermique dans la croûte inférieure, il existe un délai de quelques millions d'années, entre l'épaississement tectonique et l'apparition du signal chimique de la contamination crustale, puisque l'épaississement physique de la zone d'interaction des magmas, dans la croûte inférieure, est plus lent [de Yoreo *et al.*, 1988 in McMillan *et al.*, 1993]. Ainsi, dans la région d'Arica, pour un même niveau de différenciation (SiO₂ à 59-62%), Davidson *et al.* [1990] et McMillan *et al.* [1993] ont montré un enrichissement en éléments incompatibles (particulièrement les LREE),

entre les magmas du Miocène supérieur (10-6 Ma) et ceux du Quaternaire (1-0 Ma), mais sans variations des compositions isotopiques (Sr, Nd et Pb). L'enrichissement en éléments incompatibles est interprété comme une augmentation de la contamination par addition des liquides crustaux (traduisant donc un épaississement crustal), tandis que la composition isotopique constante implique que la nature des liquides contaminants soit restée la même [McMillan *et al.*, 1993]. Notre analyse à l'échelle de tout l'Oligo-Neogène (derniers 27 Ma) montre que cet enrichissement en éléments incompatibles, parfois très marqué pour certains éléments, s'est produit drastiquement vers 10 Ma. Dû au délai entre épaississement physique et contamination, l'enrichissement enregistré à Arica refléterait donc un épaississement crustal ante-Miocène supérieur (~10 Ma). Ceci est en accord avec l'âge du début de la période majeure de raccourcissement structural, daté au Miocène inférieur (~18 Ma) dans la région (chapitre Déformation) et à l'Oligocène supérieur (~27 Ma) dans l'Altiplano oriental [Sébrier *et al.*, 1988 ; Sempéré *et al.*, 1990 ; Gubbels *et al.*, 1993 ; Hérail *et al.*, 1993, 1996 ; Jordan *et al.*, 1997 ; Lamb *et al.*, 1997 ; Rochat, 2000].

Afin de quantifier l'épaississement crustal au cours du temps dans la région d'Arica, en particulier à l'Oligocène supérieur (26-22 Ma), nous avons comparé les caractéristiques géochimiques des magmas avec celles de la région volcanique actuelle des Andes du Sud [SVZ ; 33-37°S ; Hildreth et Moorbath, 1988] (Fig. 45). Cette dernière région présente une épaisseur crustale bien connue et variable le long de l'arc, augmentant du Sud au Nord [Introcaso *et al.*, 1992 ; 1996]. Une analyse comparative similaire a été faite par Kay *et al.* (1987, 1991 ; Fig. 46), en utilisant les Terres Rares (rapports La/Yb et La/Sm), pour évaluer l'épaisseur de la croûte au cours du Néogène dans la région du "flat slab" (28-33°S). Dans notre travail, malgré la complexité de la genèse des magmas orogéniques (discutés dans l'Introduction) et le délai entre l'épaississement et la contamination, nous supposons que les magmas d'Arica et ceux de la SVZ ont subi des processus similaires dans leur génération (égale composition et comportement identique dans la croûte inférieure), et sont donc comparables.

Dans la région d'Arica, les andésites montrent une composition en K_2O et Ce qui augmente au cours du temps. Les andésites de l'Oligocène supérieur ont des teneurs en ces éléments comprises entre 1,5 et 2,5%, et entre 30 et 60 ppm, respectivement (Fig. 41 et 42). Ceci implique qu'elles sont comparables aux andésites (à 57-58% de SiO_2) de la Zone Volcanique actuelle des Andes du Sud à 33-36°S [Hildreth et Moorbath, 1988 ; Fig. 45], où la croûte continentale a une épaisseur qui varie de 45 à 65 km [Introcaso *et al.*, 1992 ; 1996].

Les concentrations en Ba des magmas oligocènes d'Arica (405-940 ppm) sont supérieures ou égales à celles des andésites quaternaires à 33°S (Fig. 42), où l'épaisseur crustale est de 65 km ; ceci nous amène à considérer une paléo-épaisseur crustale oligocène supérieure ou égale à 65 km. Le rapport FeO^*/MgO des magmas de l'Oligocène supérieur d'Arica varie entre 1,5 et 2,5. Il est similaire aux magmas de la SVZ à 35-36°S [Hildreth et Moorbath, 1988 ; Fig. 45], où l'épaisseur de la croûte est proche de 45-50 km [Introcaso *et al.*, 1992 ; 1996]. Les Terres Rares des andésites oligocènes d'Arica ont des rapports La/Yb, Ce/Yb et Sm/Yb de 11 à 14, de 24 à 27, et de 2,0 à 2,1, respectivement (Tables 8 à 10 ; Fig. 44). Un rapport La/Yb de 10-15 est connu dans la SVZ à 34-35°S, tandis qu'un rapport Sm/Yb de 2-3 est connu à 35,5°S [Fig. 46 ; compilation de Kay *et al.*, 1991, à partir de données de Hickey *et al.*, 1986, et de Futa et Stern, 1988]. De plus, un rapport Ce/Yb de 25-30 est connu à 34-35°S [Hildreth et Moorbath, 1988 ; Fig. 45]. Ainsi, les rapports de terres rares indiquent que les magmas de l'Oligocène supérieur d'Arica se sont formés sur une croûte continentale d'épaisseur comparable à celle de la SVZ à 34-35,5°S, où l'épaisseur crustale varie de 50 à 60 km. En conclusion et synthèse, l'ensemble de caractéristiques géochimiques étudiées ici (K, Ce, Ba, FeO^*/MgO , La/Yb, Ce/Yb, Sm/Yb) pour les andésites de l'Oligocène supérieur (26-22 Ma) d'Arica, montre que ces roches sont très similaires aux andésites actuelles de la SVZ à 33-36°S, suggérant qu'elles ont été émises, à cette époque, sur une croûte continentale d'une épaisseur de 55 ± 5 km.

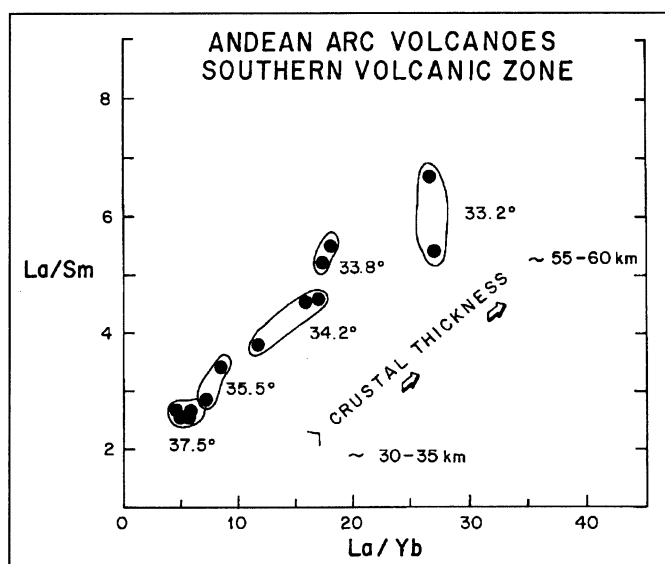


Fig. 46– Rapports des Terres Rares de la zone volcanique des Andes du Sud (33-38°S).

Compilation de Kay *et al.* [1991], d'après des données de Hickey *et al.* [1986] et Futa & Stern [1988].

CHAPITRE 6 : DÉFORMATION OLIGO-NÉOGÈNE

1- INTRODUCTION

Dans la partie orientale de l'Altiplano des Andes Centrales, les recherches structurales ont montré l'existence d'un contexte tectonique compressif pendant l'Oligo-Néogène, représenté par une importante ceinture de plis et chevauchements dont le raccourcissement horizontal varie de 190 à 240 km [Roeder, 1988 ; Sheffels, 1990, 1995 ; Schmitz, 1994 ; Allmendinger et Gubbels, 1996 ; Hérail *et al.*, 1996 ; Baby *et al.*, 1997 ; Jordan *et al.*, 1997 ; Kley *et al.*, 1997 ; Lamb *et al.*, 1997 ; Kley et Monaldi, 1998 ; Scheuber et Giese, 1999 ; Rochat *et al.*, 1999]. Dans l'Altiplano occidental, la structure oligo-néogène est récemment considérée comme liée à un " hinterland " peu déformé [Kley et Monaldi, 1998] dont le raccourcissement horizontal tectonique est estimé à 20 km [Rochat *et al.*, 1999]. La Précordillère, particulièrement considérée comme le " Monoclinal Occidental " [Isacks, 1988], est caractérisée par un soulèvement important. Cependant, le détail du fonctionnement de cette déformation oligo-néogène est peu précis et controversé. En particulier, au niveau de la Cordillère Occidentale et de la Précordillère d'Arica, la structure a été expliquée par une tectonique de blocs, à mouvements principalement en extension, d'âge essentiellement plio-quaternaire [Salas *et al.*, 1966 ; Lahsen, 1982 ; Seyfried *et al.*, 1994], associés à des méga-effondrements gravitaires rotationnels miocènes [Uhlir *et al.*, 1996 ; Seyfried *et al.*, 1998 ; Wörner *et al.*, 2000b]. D'autres études, cependant, ont proposé que la structuration oligo-néogène d'Arica soit liée à des chevauchements à vergence générale Ouest et d'âge essentiellement miocène [Muñoz et Charrier, 1996 ; García *et al.*, 1996 ; Riquelme et Hérail, 1997 ; Rochat *et al.*, 1999]. Ces dernières sont tout à fait compatibles avec les observations effectuées dans les Andes orientales.

La couverture oligo-néogène de région d'Arica est déformée par des structures tectoniques de direction principale N-S à NNW-SSE [Salas *et al.*, 1966]. Ces structures contrôlent la distribution des reliefs et les changements de pentes. Les travaux détaillés entrepris ici, à partir de trois transects au 1 : 50.000, permettent une caractérisation géométrique plus précise et une quantification mieux contrainte du raccourcissement, ainsi que de réévaluer l'âge et la cinématique de la déformation. Dans la région d'Arica, les déformations horizontales majeures sont observées dans la Cordillère Occidentale ; au contraire, dans la Précordillère, la Dépression Centrale et la Cordillère de la Cote, elles sont de faible ampleur.

2- GÉOMÉTRIE ET STYLES TECTONIQUES

2.1- L'équilibrage des coupes

Le levé géologique de terrain, à l'échelle du 1 : 50.000, de la région d'Arica, concentré sur trois transects régionaux le long des vallées les plus profondes, nous a permis de bien caractériser les structures tectoniques oligo-néogènes (Fig. 47).

Notre chrono-stratigraphie précise permet de suivre des niveaux repères et de les utiliser comme marqueurs de la déformation. Toutefois, dans la région, on ne dispose pas de données de puits, ni de sismique pétrolière, de sorte qu'il y a encore de nombreuses incertitudes sur la géométrie profonde des coupes.

La solution géométrique équilibrée des coupes assume une conservation du volume au cours de la déformation [eg. Dahlstrom, 1969 ; Elliot, 1976 ; Mitra, 1992]. L'équilibrage des trois coupes régionales d'Arica (Fig. 48, 49 et 53) a été effectué par les méthodes conventionnelles de conservation de la longueur de couches et de conservation de la surface en coupe. On a assumé des cisaillements inter-couches nuls, impliquant que le raccourcissement mesuré en superficie doit être réparti de façon homogène en profondeur. L'équilibrage a été réalisé avec le logiciel CANVAS qui permet de mesurer des angles, des longueurs de traits et des surfaces de polygones. Les coupes équilibrées ont été tracées perpendiculairement à la direction générale des structures. Les structures compressives reconnues et/ou interprétées dans la région ont été, par ordre d'abondance: des plis par propagation de failles, impliquant la couverture seule [Suppe et Medwedeff, 1990 ; Mitra, 1990] ou le substratum et la couverture [Narr et Suppe, 1994 ; Mitra et Mount, 1998], des plis de rampe passive [Suppe, 1983 ; Jamison, 1987], et des plis détachés [Poblet et McKelvey, 1996]. Lors de l'équilibrage, l'âge choisi pour l'état initial de la déformation varie de 18 à 21 Ma. Pour obtenir l'altitude anté-plissement, on a extrapolé vers l'Est les pendages des séries oligo-miocènes non déformées de la Dépression Centrale. On suppose un relief ante-déformation relativement plat. Ainsi, pour la Précordillère, on a supposé une pente anté-plissement de 2°W (Coupe A) et de 1°W (coupes B et C) et, pour la Cordillère Occidentale on a supposé une pente initiale de 0° (coupes A et C) et de 1°W (Coupe B) (voir restaurations structurales).

2.2- La Cordillère Occidentale

Dans la Cordillère Occidentale, les structures oligo-néogènes forment une ceinture complexe de plis et de chevauchements, à double vergence, qui affectent essentiellement la Formation Lupica. Ce domaine est partiellement recouvert par des volcans et des sédiments néogènes. D'après leur distribution et leurs caractéristiques géométriques, nous avons distingué trois systèmes tectoniques (Fig. 52) : au NW, le Système de Chevauchements de Putre-Belén, au SW, le Système de Chevauchements de Chucal-Macusa, et à l'Est, le Système Oriental.

2.2.1- Système de Chevauchements de Putre-Belén

Il correspond à un système complexe de chevauchements et plis, large de 25 km, qui se développe bien dans la partie ouest de la Cordillère Occidentale, entre les localités de Putre et Tignámar [Muñoz et Charrier, 1996 ; García, 1996] (Fig. 47). Il présente de larges variations

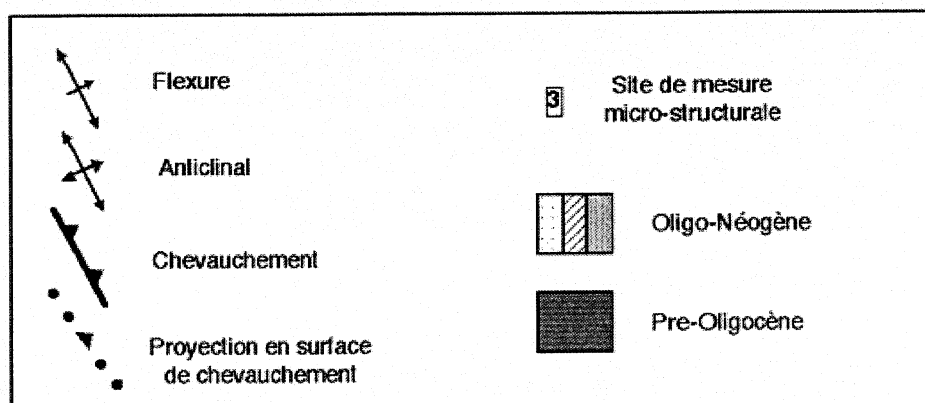
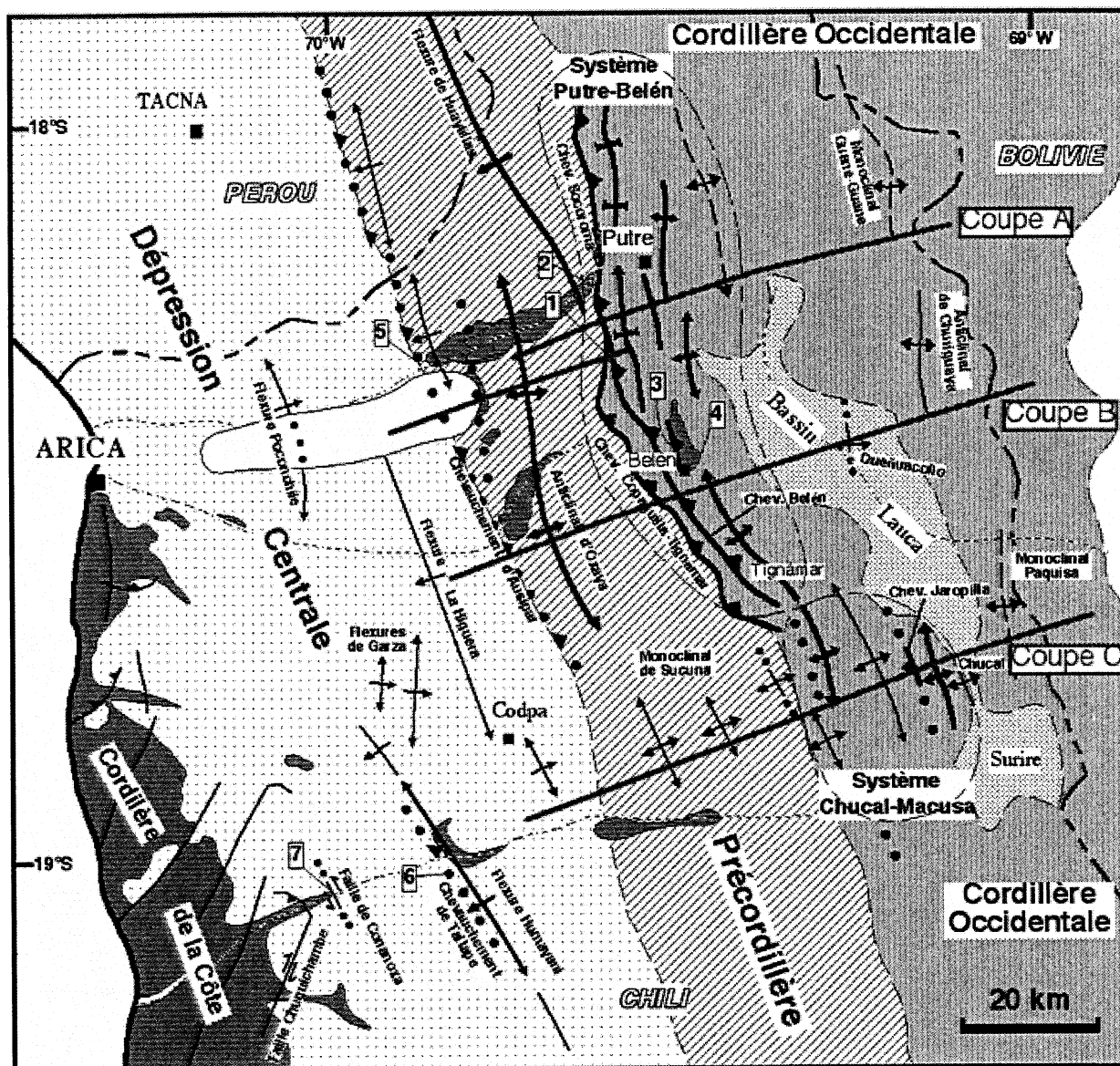


FIG. 47 – Carte structurale simplifiée de la région d'Arica : principaux domaines structuraux et localisation des coupes équilibrées (Fig. 48, 49 et 53) et des sites de mesures microtectoniques (Fig. 50 et 56).

D'après Garcia *et al.*, 2002.

latérales de géométrie, et on l'a étudié en détail sur deux transects seulement (coupes A et B ; figs. 48 et 49). Le Système de Putre-Belén est responsable du plus important changement de relief dans la région d'Arica, passant de 3000-3500 m d'altitude dans la Dépression de Copaquilla, à 5000-5300 m dans les sommets du Chañon de Belén. Dans la partie centrale, à Belén, le substratum précambrien-paléozoïque (CMB) est porté à l'affleurement. On reconnaît un pli majeur (Anticlinal de Belén) et plusieurs plis d'ordre mineur (eg. synclinaux de Socoroma et de Lupica) (figs. 47 à 49). D'Est en Ouest, les failles majeures correspondent à la Faille Nacientes Quebrada Belén et aux chevauchements de Chapiquiña-Belén, de Belén-Tignámar, de Socoroma et de Copaquilla-Tignámar [García, 1996].

Au Nord-Ouest, entre la vallée de Lluta et Zapahuira, le Chevauchement Socoroma correspond à la faille la plus frontale et occidentale (Fig. 48). Elle a une direction N-S à N20W, et met en contact essentiellement la Formation Lupica inférieure (à l'Est), inclinée de 30 à 35°E, avec la Formation Oxaya et le Volcan Quevilque subhorizontal (à l'Ouest). Cette faille comprend en fait une zone de cisaillement, atteignant jusqu'à 500 m d'épaisseur, affectant la Formation Lupica inférieure. Ce chevauchement est bien visible dans la région de Zapahuira, avec un pendage à 40°E ; des stries permettent de caractériser clairement une direction de raccourcissement E-W (Fig. 50). Le Synclinal de Socoroma est bien développé à l'Est de Socoroma. Ce pli peut se suivre sur 7 km de long en direction N10W. Il a un flanc ouest à 30-35°, et un flanc est à 60-70°, donc une vergence ouest. Plus à l'Est, la Formation Lupica est plissée irrégulièrement ; à l'Est de Putre, à Las Cuevas, une séquence assignée à la Formation Lupica inférieure plonge vers l'Ouest (à ~35°) ; vers l'Est cette séquence est couverte par le Volcan Vilafuñumani et par la Formation Lauca.

Au Sud, le Système de Putre-Belén est caractérisé par un large anticlinal majeur, l'Anticlinal de Belén, associé à des plis mineurs sur son flanc ouest partiellement érodé. Le pli peut se suivre sur 25 km de long en direction N10-30W. Le pendage du flanc oriental atteint 13° et celui du flanc occidental jusqu'à 35°. L'Anticlinal de Belén a une longueur d'onde de ~35 km et montre le socle à l'affleurement (CMB) dans son cœur. À l'Ouest, se développe le Synclinal de Lupica. Ce système a une longueur d'onde de ~8 km (Fig. 51).

La Faille Nacientes Quebrada Belén, de direction générale NNW-SSE, est une faille subverticale, partiellement recouverte par la Formation Lupica (Fig. 47 et Coupe B). Cet accident montre une histoire tectonique complexe. Localement, dans la vallée de Belén, la faille a un fort pendage à l'Est (près de 80°), et met en contact le substratum précambrien-paléozoïque (CMB) à l'Ouest, avec la Formation Lupica à l'Est. Ici, les niveaux les plus inférieurs, attribués à la Formation Lupica inférieure, sont inclinés de ~60° vers l'Est, et sont surmontés en discordance par les niveaux supérieurs subhorizontaux de la même Formation Lupica inférieure. Cette relation et le fort pendage de la faille, ont été interprétés comme les résultats d'un mouvement extensif contemporain du dépôt pendant l'Oligocène supérieur [García, 1996]. Cepen-

dant, l'âge des niveaux inférieurs les plus anciens est ici inconnu et ils affleurent peu ; ainsi, l'âge et la signification régionale de la Faille Nacientes Quebrada Belén demeurent discutables. Les stries mesurées (Fig. 50) montrent une composante de mouvement décrochant (dextre) et localement chevauchant ; la composante chevauchante est compatible avec la direction de raccourcissement miocène. La reconnaissance récente de faciès ignimbritiques d'intracaldera dans le Chañon de Belén, montrent que la Faille Nacientes Quebrada Belén pourrait avoir fonctionné, pendant au moins une partie du Miocène inférieur, comme une faille de bordure de caldeira [García *et al.*, 2000]. Le fort pendage et les stries horizontales de la Faille Nacientes Quebrada Belén, suggèrent que celle-ci a eu un régime décrochant avant le Miocène. Ceci est compatible avec la présence d'autres décrochements pré-miocènes dans la région (chapitre Structure pré-oligocène).

Dans la région de Belén, le Chevauchement Chapiquiña-Belén, de direction N-S à NW-SE, permet la mise en place du substratum précambrien-paléozoïque (CMB) sur la Formation Lupica. Ce chevauchement a un pendage de 40 à 60°E, et il montre des stries compatibles avec un mouvement en compression E-W (Fig. 50). Comme la faille recoupe la Formation Lupica déjà plissée à l'Ouest (Coupe B), elle doit être relativement tardive dans le développement de la déformation. Ce chevauchement a une direction parallèle à la foliation (interne) du CMB, indiquant un possible contrôle géométrique du substratum sur la déformation néogène [García, 1996] ou une accommodation locale. Vers le Sud (vallée de Saxamar, Achacagua) un bloc de substratum est exposé le long d'un chevauchement de disposition similaire ; il est donc possible qu'un même accident profond contrôle la distribution des deux blocs de substratum.

Au Sud-Ouest, entre Belén et Tignámar, les deux chevauchements les plus frontaux occidentaux (Copaquilla-Tignámar et Belén-Tignámar) forment un éventail imbriqué à vergence Ouest, où se sont déposées, et simultanément déformées, des séquences syntectoniques détritiques et volcaniques. Le Chevauchement Belén-Tignámar est une faille relativement courbe de direction N10E à N40W, et à pendage de 30°E à 60°E (Fig. 47, 48, 51 et 52). Elle fait chevaucher la Formation Lupica et le CMB sur les Strates Joracane, et les formations Zapahuira et Huaylas. Le chevauchement se dispose en concordance avec les Strates Joracane, ce qui suggère un déplacement relativement important (Fig. 51). Le Chevauchement Copaquilla-Tignámar, à l'Ouest, de direction N25W et pendage de 20 à 35°E, est la faille frontale et la plus horizontale de ce système. En profondeur, il correspondrait à un redoublement du Chevauchement Belén-Tignámar. Entre ces deux chevauchements se développe une écaille tectonique constituée par les Strates Joracane et Zapahuira, qui chevauchent, à l'Ouest, la Formation Huaylas et localement l'Ignimbrite Lauca. Cette dernière est déplacée verticalement d'environ 100 m. Le déplacement peu important, au minimum 1-1,5 km, mesuré pour le Chevauchement Copaquilla-Tignámar, est compatible avec le fait, qu'à l'affleurement, il est généralement composé d'une seule surface de faille nette.

Solution profonde. La structure globale du Système de Putre-Belén correspond à une séquence de chevauchements et de plis de rampe [Suppe, 1983 ; Jamison, 1987] qui impliquent le socle [Narr et Suppe, 1994 ; Mitra et Mount, 1998]. Ces plis sont associés à la propagation des chevauchements majeurs de Belén et de Socoroma (coupes A et B; Fig. 48 et 49) qui déforment la Formation Lupica et qui la font remonter vers l'Ouest sur la Formation Oxaya moins déformée. Au nord (Coupe A), le Synclinal de Socoroma pourrait se prolonger vers l'Ouest au dos d'une rampe frontale complètement érodée et formée par la flexion du Chevauchement Socoroma ; le pendage de cette rampe frontale, égal au pendage du chevauchement, est de $\sim 30^\circ$ E. Le décollement de cette rampe se situe au niveau de la base de la Formation Lupica. A l'Est (région au Sud de Las Cuevas), un anticlinal de rampe à vergence ouest est supposé à partir de son flanc occidental (à 35°). Dans l'interprétation de la Coupe A, au niveau de Socoroma-Putre, le raccourcissement minimum, post-19 Ma, est estimé à 6,3 km (équivalent à 19,5%). La surface soulevée en coupe est de 54,6 km² (Fig. 48). Cette surface doit être équivalente à la surface déplacée à l'arrière. Le raccourcissement et la surface soulevée impliquent que le système complet doit se décoller à l'Est, à une profondeur de 8 km sous le Bassin Lauca.

Au Sud (Coupe B, Fig. 49), l'Anticlinal majeur de Belén est compatible avec un pli de rampe d'après la relation entre les valeurs des pendages des flancs. A l'Ouest, le couple Synclinal de Lupica et rampe frontal érodé serait développé sur un niveau de décollement local dans la Formation Lupica intermédiaire. Le pendage de la rampe frontale est de 25-30°E, parallèle au chevauchement de Belén. Immédiatement à l'Ouest de la Faille Nacientes Quebrada Belén, au niveau du socle CMB, le développement du Chevauchement de Belén, dans sa partie superficielle, implique une structure de "short-cut". Dans la Coupe B, le raccourcissement minimum, post-18 Ma, est de 6 km (équivalent à 24,5%). Par simplification, le déplacement sur le Chevauchement Copaquilla a été ajouté à celui du Chevauchement Belén. Une mesure du raccourcissement dans le Système de Belén à partir des trois coupes précédentes (au 1:50.000 ; García, 1996), indique une valeur minimum moyenne de 5,5 km, compatible avec nos nouvelles données. La surface en coupe soulevée par le Système de Belén, est de 35,3 km² (Coupe B, Fig. 49). Cette surface (équivalente de la surface déplacée à l'arrière) et le raccourcissement impliquent que le Chevauchement Belén doit se décoller à l'Est, à une profondeur de 8 km sous la partie orientale du Bassin Lauca.

2.2.2- Système de Chevauchements de Chucal-Macusa

Ce système de chevauchements et de plis à vergence principale Est, large de 30 km, se développe dans la partie Sud de la Cordillère Occidentale, au NW du Salar de Surire (Fig. 47 ; García *et al.*, 2002). L'accès est relativement limité car les structures sont souvent recouvertes par le volcanisme et la sédimentation néogènes. De plus, le système présente de larges variations latérales de géométrie ; il a été étudié en détail sur un seul transect (Coupe C, Fig. 53).

D'Est en Ouest, les structures principales sont l'Anticlinal de Chucal, le Chevauchement de Jaropilla et les Plis de Macusa [Hérail et Riquelme, 1997 ; Riquelme, 1998].

L'Anticlinal de Chucal [Hérail et Riquelme, 1997], apparaît à l'Ouest du Cerro Chucal. Il présente une direction N20-30W, sur près de 10 km ; son axe plonge vers le Nord et vers le Sud (Fig. 47 ; García *et al.*, 2002). L'anticlinal est asymétrique à vergence Est. Il implique les formations Lupica, Chucal et Macusa, qui caractérisent un enregistrement de déformation progressive dans une structure de croissance. Ainsi, dans le sommet de la Formation Lupica, les pendages atteignent 80°E et 30°W, tandis que dans le sommet de la Formation Macusa les pendages sont de 40°E et $\sim 10^\circ$ W (Fig. 53 et 54). La longueur d'onde du pli est de près de 5 km.

A l'Ouest de l'Anticlinal de Chucal, le Chevauchement de Jaropilla [Riquelme, 1998] est l'accident le plus important, mais le moins exposé, du Système Chucal-Macusa. Ce chevauchement affleure bien sur une distance restreinte de ~ 2 km, avec une direction NNW et un pendage de 40 à 50° vers l'Ouest (Fig. 54 ; García *et al.*, 2002). En superficie il met en contact concordant la Formation Lupica inférieure sur les formations Lupica supérieure et Chucal. Cette relation de contact implique un déplacement très important (Fig. 53 et 54). Vers le Sud, il est recouvert par des dépôts alluviaux quaternaires et son déplacement est apparemment amorti. Vers le Nord, le Chevauchement de Jaropilla est recouvert par la Formation Macusa ; en profondeur il se branche probablement sur un chevauchement aveugle associé à un anticlinal de direction parallèle situé immédiatement au NW [Carte géologique de García *et al.*, 2002].

Le flanc occidental de l'Anticlinal de Chucal, dans sa portion nord, est recoupé par un chevauchement mineur qui redouble les formations Lupica supérieur et Chucal [Fig. 54 ; García *et al.*, 2002]. Au Sud, ce chevauchement est lui-même recoupé par le Chevauchement de Jaropilla, ou relié à celui-ci. Vers le Nord, il est recouvert par la Formation Macusa, ce qui ne permet pas de le suivre latéralement. A l'Est de l'Anticlinal de Chucal, un couple synclinal-anticlinal peu marqué est observé. Ces plis, de 8 à 15 km de longueur sur une direction N10W, ont une légère vergence Ouest (Coupe C). Vers le Nord et Nord-Est, le Système de Chucal pourrait se prolonger au niveau du Système Oriental à vergence orientale par les anticlinaux de Churiguaya et de Queñuacollo (Fig. 47).

Les Plis de Macusa [Riquelme, 1998], apparaissent dans la vallée de Macusa, au Sud-Ouest du Système Chucal-Macusa. Ils correspondent à une série d'anticlinaux et de synclinaux, mineurs et discontinus. Ils forment une frange de déformation étroite (<5 km) dans la Formation Macusa [Coupe C, García *et al.*, 2002]. Ces plis, de direction générale NNW, sont courts (1-4 km de longueur) et serrés (longueur d'onde de 0,5 à 2 km), avec des flancs parfois verticaux et localement inversés. Leur vergence est clairement Ouest. Vers le front (vers l'Ouest), on n'observe pas de faille frontale.

Solution profonde. Le style tectonique est relativement superficiel puisque le substratum pré-oligocène n'est pas porté à l'affleurement. Le raccourcissement est principalement absorbé par le Chevauchement de Jaropilla, lequel est interprété comme associé à un pli de rampe érodé au front. L'Anticlinal de Chucal, d'après la relation entre les valeurs des pendages des flancs dans le sommet de la Formation Lupica supérieure (à 80° et à 30°), est compatible avec un pli par propagation de faille (aveugle) qui rejoint le décollement horizontal à une profondeur proche de 1,4 km. Ce décollement serait relié, vers l'Ouest, au Chevauchement de Jaropilla (Fig. 53 et 54). Les plis mineurs de Macusa sont interprétés comme des plis décollés à la base de la Formation Chucal. Ils peuvent représenter la prolongation sud du Système de Belén (Fig. 47; voir ci-dessous) ou être associés à un "back-thrust" du Chevauchement de Jaropilla (Coupe C).

L'équilibrage de la Coupe C (Fig. 53) permet d'évaluer le raccourcissement minimum post-20 Ma à une valeur proche de 5,3 km (équivalent à 41,2%). La surface soulevée en coupe (équivalente à la surface déplacée à l'arrière) est de 5,9 km², impliquant un niveau de décollement situé à près de 1,7 km de profondeur. Le raccourcissement total et la surface soulevée en coupe peuvent provenir de l'Ouest (3,6 km et 4,5 km² respectivement) et de l'Est (1,4 km et 1,7 km²) (Coupe C).

2.2.3- Le Système Oriental

Ce système, large de 30 à 40 km, correspond à une zone de haut structural, affectant la Formation Lupica (Fig. 47). Il est exposé de façon restreinte, car il est largement recouvert par le volcanisme et la sédimentation du Néogène. La géométrie générale est celle d'un antiforme, constitué de deux anticlinaux, au centre, et de deux monoclinaux, au Nord et au Sud. Le Monoclinal de Guane-Guane est exposé au NE du volcan Parinacota. Ici la Formation Lupica se dispose avec une direction N-S à N20E et un pendage variable de 20 à 30°W (Coupe A).

L'Anticlinal de Churiguaya est visible de façon claire mais restreinte, entre les volcans Choquelimpie-Ajoya et Guallatiri, sur une distance de 15 km, avec une direction proche de N-S. C'est un pli large et peu marqué, légèrement asymétrique, de vergence Est. Il correspond à une structure de croissance : dans la Formation Lupica inférieure les flancs sont à 15°W et à 25-35°E, tandis que dans la Formation Lupica supérieure, ils sont à 10°W et à 20-25°E. La longueur d'onde est de ~20 km. L'Anticlinal de Queñuacollo, à l'Ouest du Churiguaya, est un pli peu exposé et très peu accentué. Il est large (longueur d'onde de ~15 km), avec un flanc occidental à 5° et un flanc oriental à 10° (Coupe B).

Le Monoclinal de Paquiza est exposé dans la région de Laguna de Paquiza, entre les volcans Guallatiri et Puquintica, à la frontière Chili-Bolivie. Dans la partie inférieure de la Formation Lupica, on observe une structure monoclinale de direction N-S et pentée de 30 à 40°E. La partie supérieure recouvre en discordance angulaire le monoclinal (Coupe C).

Solution profonde. Pour l'Anticlinal de Churiguaya, les pendages des flancs (15 et 30°) permettent de l'interpréter comme un pli de rampe majeur (Suppe, 1983), propagé dans le socle. Au niveau de la Coupe B, le raccourcissement superficiel est de 0,7 km et la surface soulevée en coupe de 15,2 km². La géométrie profonde et la déformation à l'ouest (système de Belén) imposent une cinématique à vergence orientale avec un raccourcissement total de 6,3 km. Ce dispositif est associé à un décollement inférieur situé à 8 km de profondeur et à un décollement supérieur à 6,7 km (Fig. 49).

Le Monoclinal de Guane-Guane (Coupe A) est interprété comme le flanc occidental d'un anticlinal majeur, érodé et recouvert sur son flanc oriental. Le pendage observé du flanc frontal (25°W) et la cinématique de la déformation à l'Ouest (système de Putre) imposent que ce pli soit un anticlinal de rampe avec un flanc oriental (ou angle de la rampe) à 22°E, d'après les formules de Suppe [1983]. La demi-longueur d'onde minimale est de 10 km et le raccourcissement est de 1 km. La surface soulevée en coupe, de 27,5 km², implique un décollement inférieur situé à 11,3 km et un décollement supérieur à 8 km, relié au décollement basal du système de Putre.

Le Monoclinal de Paquiza (Coupe C) est également interprété comme le flanc oriental d'un anticlinal majeur, érodé et recouvert sur son flanc occidental. Le pendage observé du flanc arrière ou angle de la rampe (35°W) et la cinématique de la déformation à l'ouest (système de Chucal) imposent que cet anticlinal de rampe ait un flanc occidental (frontal) à 20°E, d'après les formules de Suppe [1983]. La demi-longueur d'onde minimale est de 8 km, et le raccourcissement superficiel de 1 km. La surface soulevée en coupe, de 16,1 km², implique un niveau de décollement inférieur situé à 5,5 km de profondeur et un décollement supérieur à 1,7 km.

2.3- La Précordillère

La Précordillère est une zone large, de faible déformation horizontale, mais avec un soulèvement important, affectant essentiellement la Formation Oxaya. Au Nord, cette zone est composée du Pli-flexure de Huaylillas et de l'Anticlinal d'Oxaya (Fig. 47). Ce dernier est associé, dans sa bordure occidentale, à la propagation du Chevauchement aveugle d'Ausipar. Au Sud, la Précordillère est caractérisée par le Monoclinal de Sucuna, légèrement penté à l'Ouest.

Le Pli-flexure de Huaylillas

Le Pli-flexure de Huaylillas est une structure majeure, très large, de 30 à 40 km. Elle peut se suivre sur près de 60 km, passant au Nord vers le Sud du Pérou. Elle a une direction variable de N5W à N50W. Le pli-flexure montre une région orientale plate à très légèrement inclinée (1°) vers l'Est, et un flanc occidental large (~20 km) à pendage global de 2-5°W. Le flanc occidental se traduit par un changement d'altitude depuis 1.500-1.900 m (à la bordure est de la Dépression Centrale) jusqu'à 3.700-4.000 m (à la charnière). Ce flanc est composé de trois flexures mineures secondaires [Fig. 47 ; García *et al.*, 2002].

Coupe B: Azapa-Belén

E

W

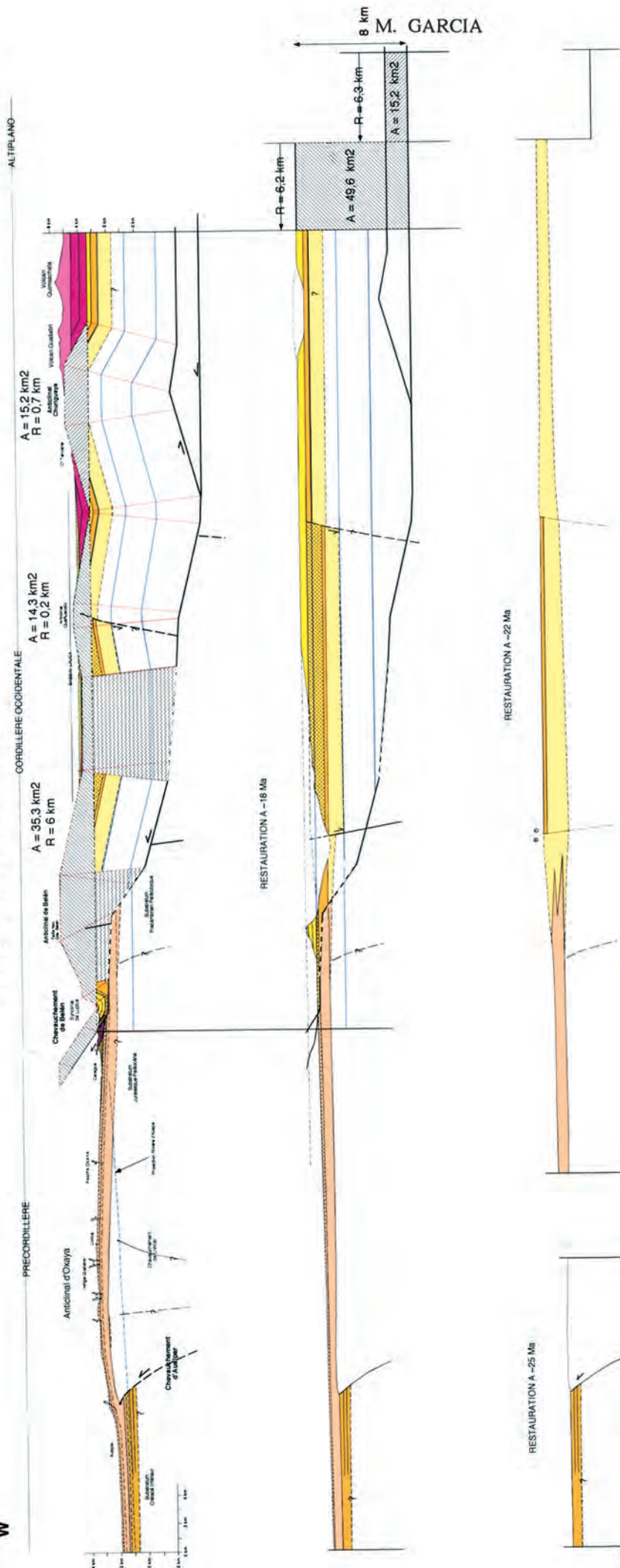
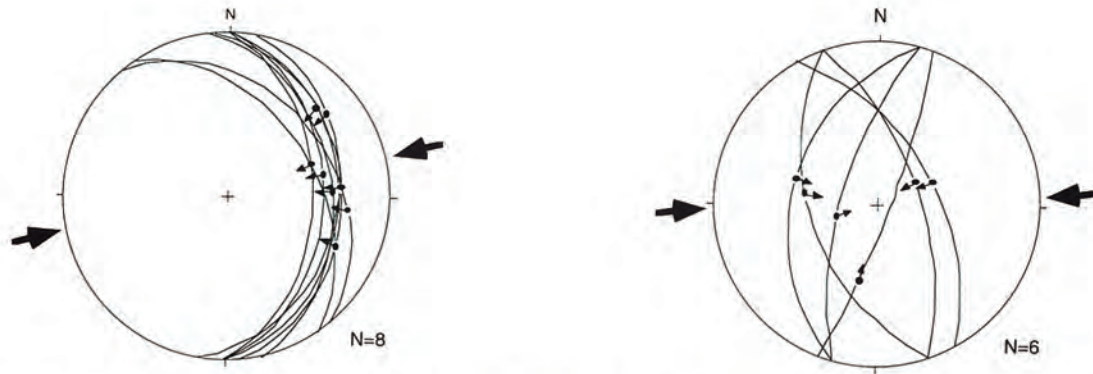
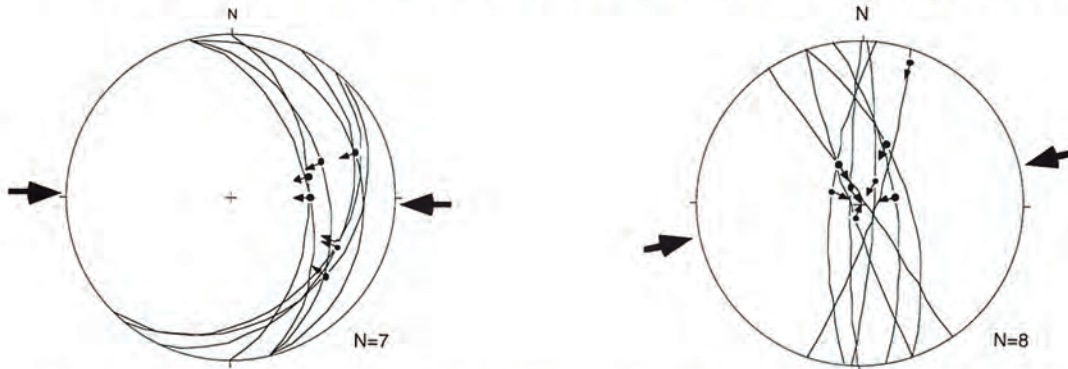


Fig. 49 – Coupe équilibrée régional Azapa-Belén (B) et restauration à 18, 22 et 25 Ma.



Site 1. Chevauchement de Socoroma, au nord de Zapahuira. Site 3. Chevauchement de Chapiquiña-Belén.



Site 2. Chevauchement de Socoroma, à l'est de Socoroma. Site 4. Faille Nacientes de Quebrada Belén.

FIG. 50— Sites de mesures micro-structurales dans les failles de la Cordillère Occidentale. Localisation de sites sur la Fig. 47. Les grandes flèches représentent la direction de raccourcissement calculée à partir des failles. Les petites flèches sur ces failles indiquent le mouvement du bloc supérieur.

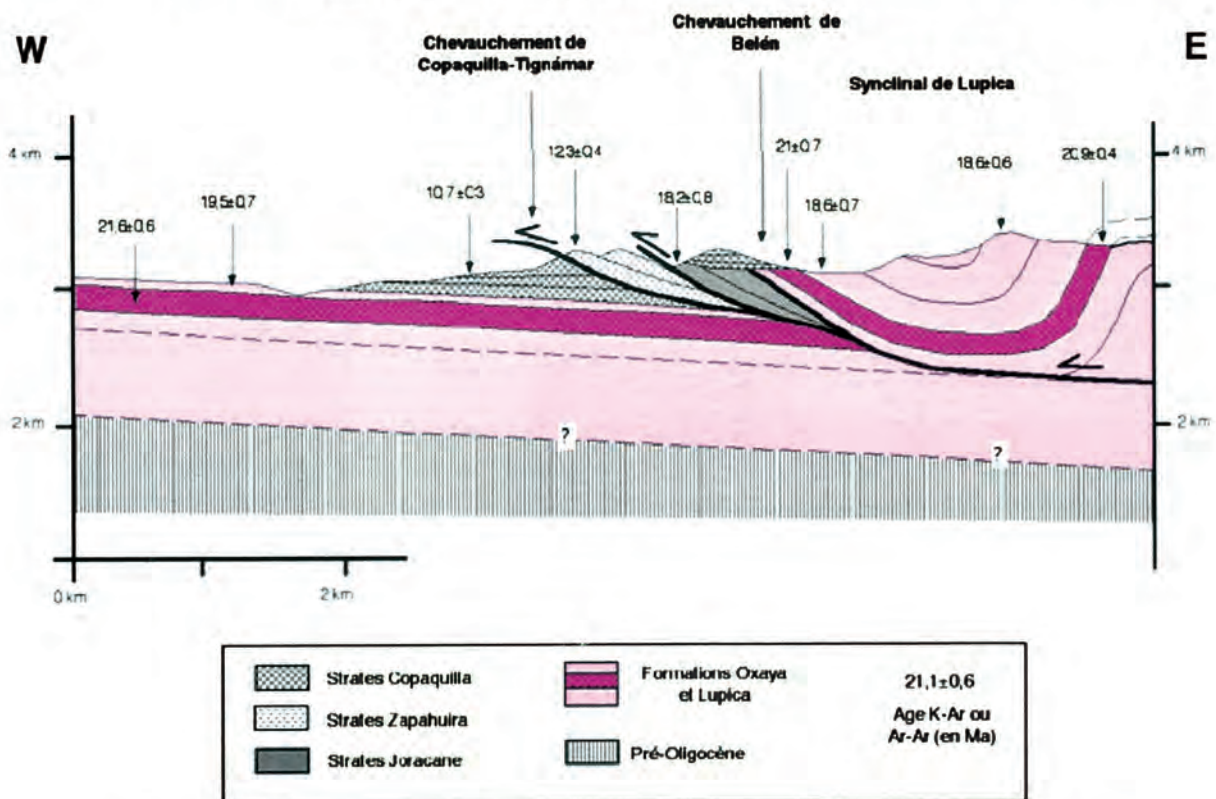


FIG. 51—Coupe équilibrée représentative de la partie frontale du Système de Chevauchements de Putre-Belén, dans la région de Belén-Lupica.

On observe la séquence de déformation néogène, à vergence ouest, impliquant des conglomérats et volcanites syntectoniques.



FIG. 52– Photographie du Chevauchement Copaquilla-Tignámar, dans la région au sud de Copaquilla. Vue vers le Nord-Ouest.

L'Anticlinal d'Oxaya et le Chevauchement d'Ausipar

L'Anticlinal d'Oxaya [Salas *et al.*, 1966 ; Muñoz et Charrier, 1996 ; García *et al.*, 1999] peut se suivre sur près de 50 km le long de son axe, avec une demi-longueur d'onde de 25 à 30 km. Il a une direction relativement courbe, variant de N5W à N35W. Il induit un changement d'altitude depuis 1.900-2.000 m jusqu'à 3.400-3.600 m. C'est un pli légèrement asymétrique, avec un flanc occidental à 6-10° et un flanc oriental à 2-4°. Le segment central le long de la direction de l'Anticlinal d'Oxaya, où le pli est plus marqué et plus raccourci, est situé entre les vallées de Cardones et d'Azapa ; le raccourcissement maximum atteint ici près de 100 m (voir ci-dessous). La région la plus soulevée (3.600 m) est cependant située au Sud de la vallée d'Azapa. Dans la charnière du pli, le bombement et la forte compétence des ignimbrites Oxaya sont responsables de l'existence de failles superficielles d'extrados normales et de grabens de charnière, parallèles à l'axe du pli [Fig. 6, 9, 48 et 49 ; García *et al.*, 2002]. La longueur de ces failles normales est de 1 à 10 km et le rejet vertical inférieur à 100 m. La structure et la topographie anté-plissement sont inconnues, mais en extrapolant vers l'Est les pendages de la Formation Oxaya non déformée dans la Dépression Centrale, on a supposé une pente initiale de 2°W (Coupe A, Fig. 57) et 1,5°W (Coupe B, Fig. 57), pour la région de l'anticlinal actuel. Cette estimation est compatible avec la pente observée dans la région moins déformée, immédiatement, au Sud du pli (Monoclinal de Sucuna). L'amplitude du plissement (ou rejet vertical de la charnière) est donc de ~740 m au Nord et de ~810 m au Sud. Dans ce modèle, la bordure orientale de l'anticlinal n'est pas très soulevée (Fig. 57).

Le Chevauchement aveugle d'Ausipar se situe à la bordure occidentale de l'Anticlinal d'Oxaya. Il est interprété comme la faille principale, dont la propagation en profondeur a généré le pli. Cette faille ne recoupe pas la Formation Oxaya supérieure, mais sa projection en surface, avec une direction N20-30W constante, est bien marquée sur le terrain et parallèle à l'axe de l'Anticlinal d'Oxaya (Fig. 4, 5 et 47). La faille ne peut être observée que dans les vallées profondes de Lluta et d'Azapa. Dans la vallée de Lluta, localité de Tiñare, le Chevauchement d'Ausipar est bien exposé (Fig. 55) ; au fond de la vallée, la faille, avec un pendage moyen de ~40°E (Fig. 50), met en contact le substratum mésozoïque-paléocène (à l'Est) avec la Formation Oxaya inférieure (à l'Ouest). Vers le haut, la faille devient subhorizontale et amortit son déplacement («tip line» à ~1500 m d'altitude) ; la Formation Oxaya supérieure est seule plissée (Fig. 55). Cette géométrie, par sa structure globale (pli et chevauchement), définit un pli par propagation de faille qui implique le substratum, dans le sens de Narr et Suppe [1994] et Mitra et Mount [1998]. Dans la vallée d'Azapa, le terrain est globalement plus soulevé, on observe donc une section plus profonde du Chevauchement d'Ausipar. Ici, cependant, la trace de la faille est recouverte par des dépôts de glissement plio-quaternaires. Au fond et au Nord de la vallée, la faille est inférée à cause du changement abrupt de stratigraphie, similaire à ce qu'on observe dans la vallée de Lluta (substratum mésozoïque-paléocène à l'Est et Formation Azapa à l'Ouest) ; on peut estimer son pendage à un minimum de 35°E. La restauration structurale à ~18 Ma (Coupe B, Fig. 49), montre que régionalement, sous la Formation Oxaya dépliée, le Chevauchement d'Ausipar met

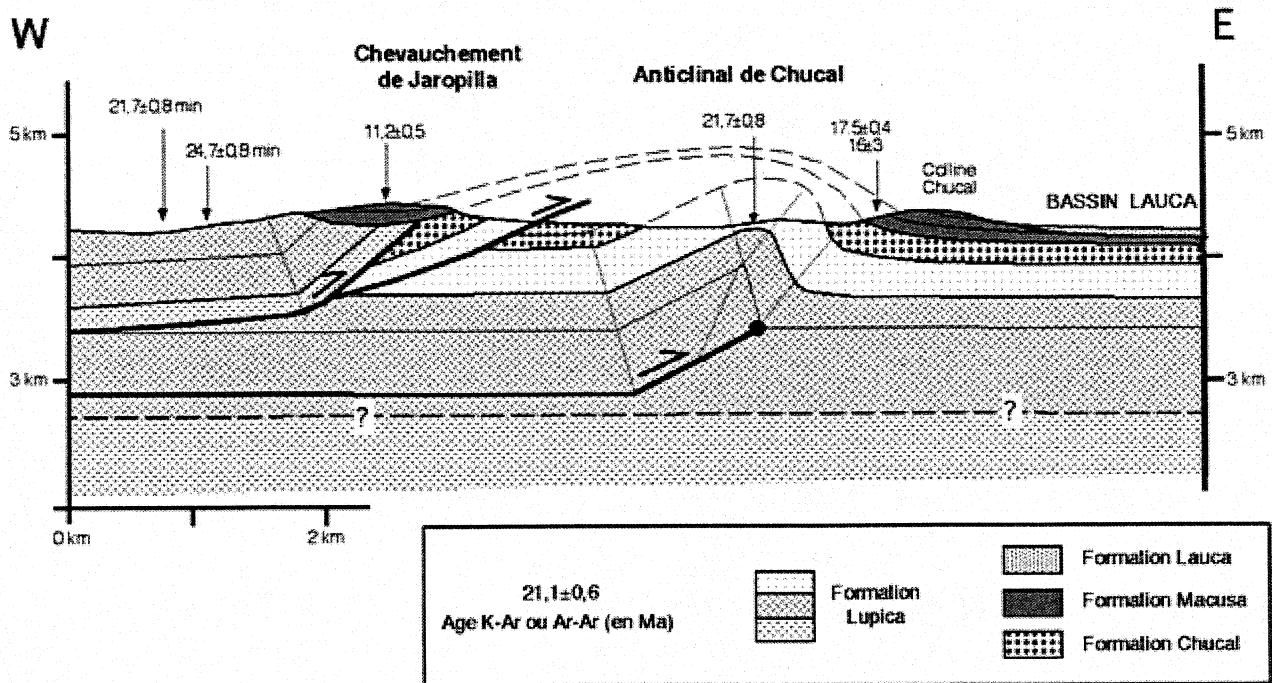
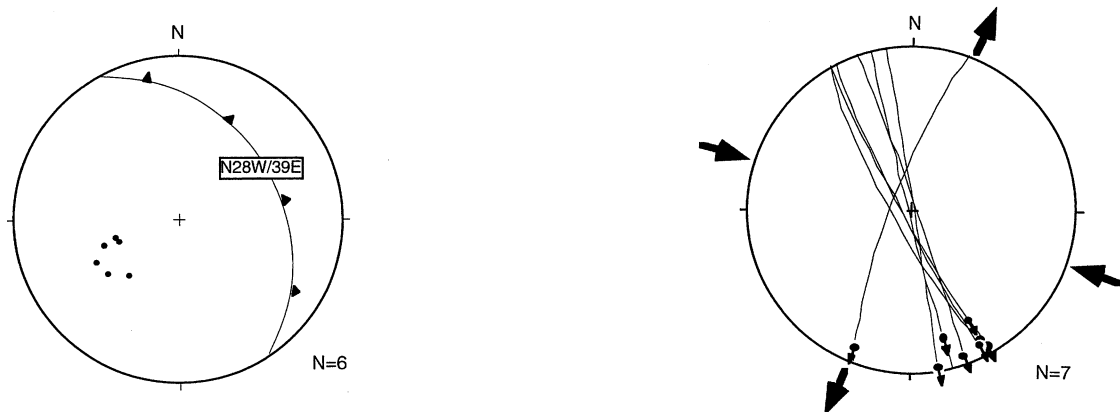


FIG. 54— Coupe équilibrée représentative du Système de Chevauchements de Chucal, dans la région de Chucal. On observe la séquence de déformation néogène, à vergence est, impliquant des sédiments et volcanites syntectoniques.

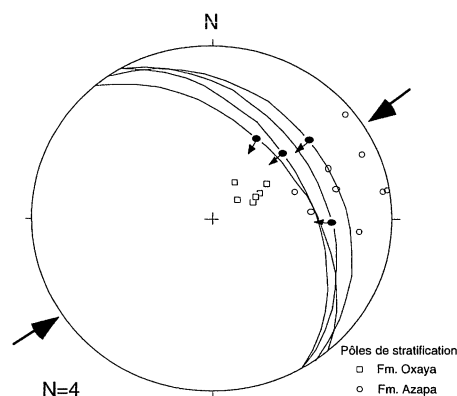


Site 5. Dispositions de microfailles sur le Chevauchement d'Ausipar. Les stries ne sont pas bien définies sur ces micro-failles.

Site 7. Décrochement de Conanoxa.

FIG. 55— Sites de mesures micro-structurales sur les failles de la Précordillère et de la Dépression Centrale.

Localisation de sites sur la Fig. 47. Les grandes flèches représentent la direction de raccourcissement calculée à partir des failles. Les petites flèches sur ces failles indiquent le mouvement du bloc supérieur.



Site 6. Mesures micro-structurales sur la Flexure de Humayani et sur le Chevauchement de Taltape. Les pôles de la stratification des formations Azapa et Oxaya ont été placés sur le stéréogramme (voir texte).

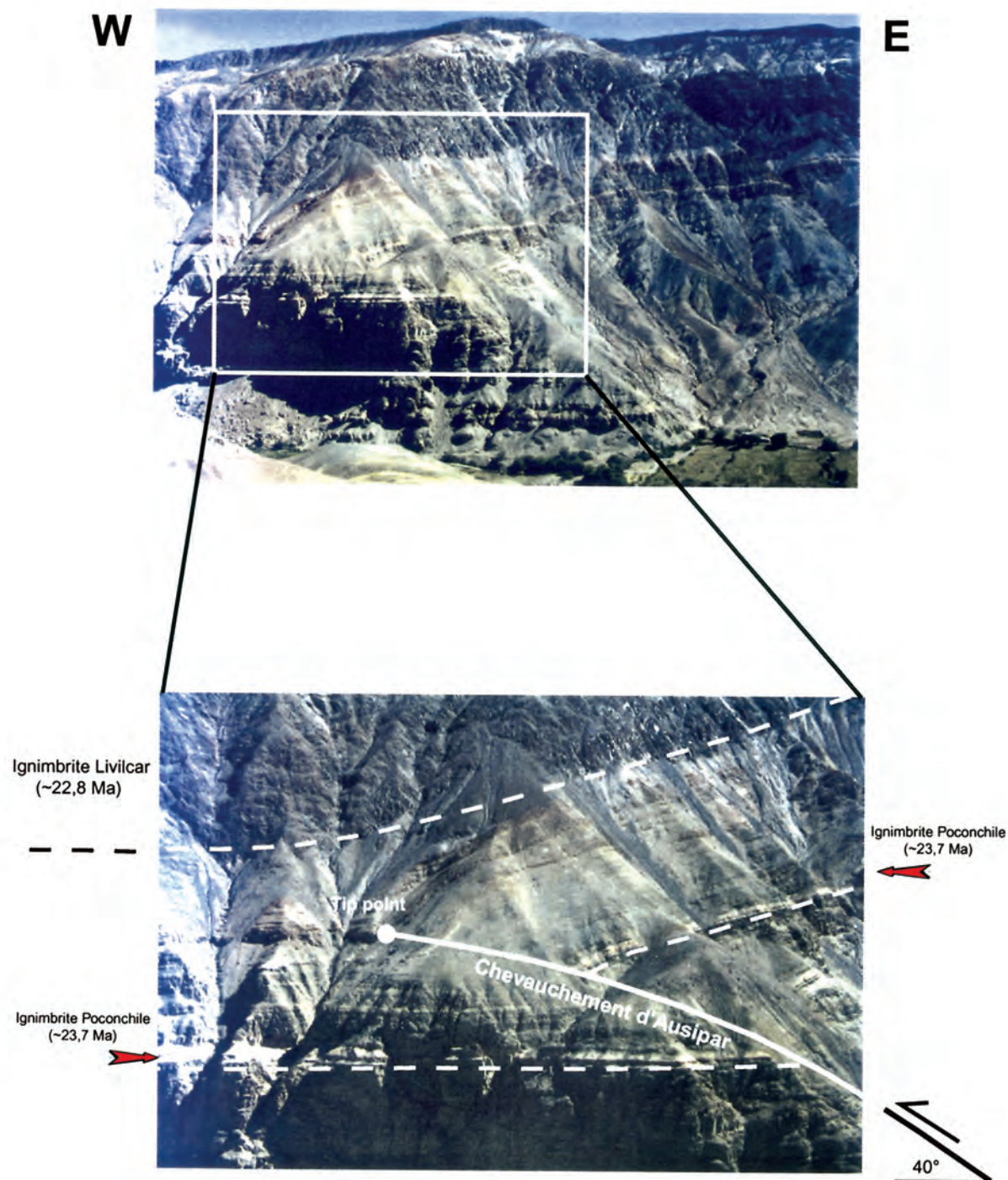


FIG. 56– Photographie du Chevauchement d'Ausipar, dans la vallée de Lluta (à Tiñare).
Vue vers le Nord.

en contact le substratum mésozoïque-paléocène (à l'Est) avec la Formation Azapa (à l'Ouest). Cette relation implique un mouvement inverse du chevauchement, antérieur à l'activité qui a engendré l'Anticlinal d'Oxaya (voir aussi Chronologie de la déformation, ci-dessous).

Le segment le plus raccourci de l'Anticlinal d'Oxaya, autour de la vallée de Cardones, montre le déplacement majeur du Chevauchement d'Ausipar (~300 m pour le niveau intermédiaire de la Formation Oxaya). Ici, au dos du pli, la Dépression de Copaquilla est plus profonde, et immédiatement à l'Ouest du Chevauchement d'Ausipar, un chevauchement secondaire subvertical, à vergence Est, est développé (Coupe B), probablement comme résultat d'une accommodation locale. Dans ce segment, sous la Formation Oxaya, le sommet du substratum pré-oligocène est davantage soulevé par rapport aux vallées de Lluta et d'Azapa, suggérant que l'activité pré-Formation Oxaya du chevauchement ait été aussi concentrée autour de la vallée de Cardones.

Géométrie profonde. On ne dispose pas de données sismiques pour imager la projection en profondeur du Chevauchement d'Ausipar. Dans sa partie la plus superficielle, cette faille se termine subhorizontalement, cependant, à moins de 1 km de profondeur son pendage devient 40°E (Fig. 56). Nous avons testé une solution profonde basée sur les relations entre le raccourcissement horizontal et la quantité et la forme de la surface soulevée : le raccourcissement est supposé le même dans toute la section verticale, et la surface soulevée doit être "compensée" et déplacée à l'arrière. Bien que le flanc oriental de l'anticlinal soit recoupé par les chevauchements plus jeunes du Système de Belén, on a supposé qu'il était continu vers l'Est (Fig. 57).

Au sommet de la Formation Oxaya, équivalent à l'Ignimbrite Oxaya (~20 Ma), pour une longueur initiale anté-plissement donnée de 35 km, on a mesuré la longueur finale post-plissement. Cette longueur finale varie de 34,92 km (Coupe B) à 34,94 km (Coupe A), ce qui implique un raccourcissement global très faible de 80 et 60 m (Fig. 57) ; dans la partie centrale le long du pli, le raccourcissement est cependant relativement plus fort (probablement autour de 100 m). Au Nord (Coupe A), la surface soulevée est relativement faible (14,53 km²) et répartie de façon assez homogène sur toute la largeur. Le déplacement vertical (740 m) est beaucoup plus important que le déplacement horizontal (60 m). Si, pour cette coupe, le raccourcissement est réparti de façon homogène sur la verticale, le chevauchement doit devenir très raide en profondeur et le décollement se situer très profondément (Fig. 57). Au Sud (Coupe B), le raccourcissement, la surface soulevée davantage concentrée à l'avant du pli, et le rejet vertical de la charnière (810 m) sont relativement plus importants. Cela impose que le chevauchement devienne aussi très raide en profondeur, mais moins qu'au Nord. La mise à plat de cette faille, vers le haut, représenterait une accommodation locale. Au delà de 10-15 km de profondeur, la faille doit passer à une zone de déformation ductile. Par ailleurs, si on considère qu'il existe un cisaillement interne, c'est à dire que le raccourcissement n'est

pas constant selon la section verticale, le Chevauchement d'Ausipar pourrait se décoller à une profondeur beaucoup plus faible (par exemple à la base de la croûte supérieure).

Le fort pendage du Chevauchement d'Ausipar en profondeur et la présence de décrochements éocène-oligocènes immédiatement à l'Est, en Aranche (Coupe A ; Fig. 48 ; chap. Structure pré-oligocène), suggèrent qu'il corresponde aussi à un décrochement ancien réactivé en faille inverse.

Le Monoclinal de Sucuna

Vers le Sud, l'Anticlinal d'Oxaya plonge et passe graduellement au Monoclinal de Sucuna (Fig. 47), incliné légèrement (2-4°) vers l'Ouest (Coupe C, Fig. 53). Il est observé sur une largeur moyenne (E-W) de 30 km. L'altitude augmente de manière relativement abrupte, de l'Ouest vers l'Est, depuis 2.500 jusqu'à 3.800 m. Le Monoclinal de Sucuna est affecté par deux courts anticlinaux secondaires, peu accentués, larges de ~5 km et à vergence Est [Fig. 53 ; García *et al.*, 2002].

2.3- La Dépression Centrale

La Dépression Centrale est un domaine tectonique relativement stable pendant l'Oligo-Néogène. On y observe seulement des flexures peu marquées et larges, et des failles mineures à déplacement métrique, qui affectent le substratum et la couverture oligo-néogène (formations Azapa, Oxaya et El Diablo). Du Nord au Sud, on reconnaît : la Flexure de Poconchile, la Flexure de La Higuera, les flexures de vallée de Garza, la Flexure de Codpa, la Flexure de Humayani et le Chevauchement de Taltape, le Décrochement de Conanoxa et la Faille de Chuquichambe (Fig. 47).

Flexures Poconchile, La Higuera, vallée de Garza et Codpa

La Flexure de Poconchile, peu accentuée, de direction N10W à N30W, s'étend sur ~25 km de long ; avec une vergence Est, elle produit un déplacement vertical de 50 à 100 m. La Flexure de La Higuera, de direction N25W, est la structure la plus étendue latéralement, sur au moins 50 km. Elle a une vergence Ouest et génère un soulèvement vertical de près de 50 m. La Flexure de Codpa, de direction N25W, a une longueur de ~6 km, et un déplacement vertical inférieur à 50 m. Les Flexures de vallée de Garza correspondent à deux structures peu accentuées, parallèles, de direction N10E, avec des longueurs de 6 et 12 km, et des déplacements verticaux inférieurs à 50 m. Parraguez [1998] avait interprété ces flexures de Garza comme des failles normales fortement pentées à l'Est, à partir d'une étude géomorphologique et des profils de rivières.

Les flexures de Poconchile, de vallée de Garza et de Codpa sont légèrement asymétriques à vergence Est. Sans pouvoir accéder à la structure plus profonde et en comparant avec les plis-flexures de Huaylillas, Oxaya et Humayani (ci-dessous) dans le même domaine structural, on peut les interpréter comme formées par la propagation de failles à fort pendage Ouest dans le substratum.

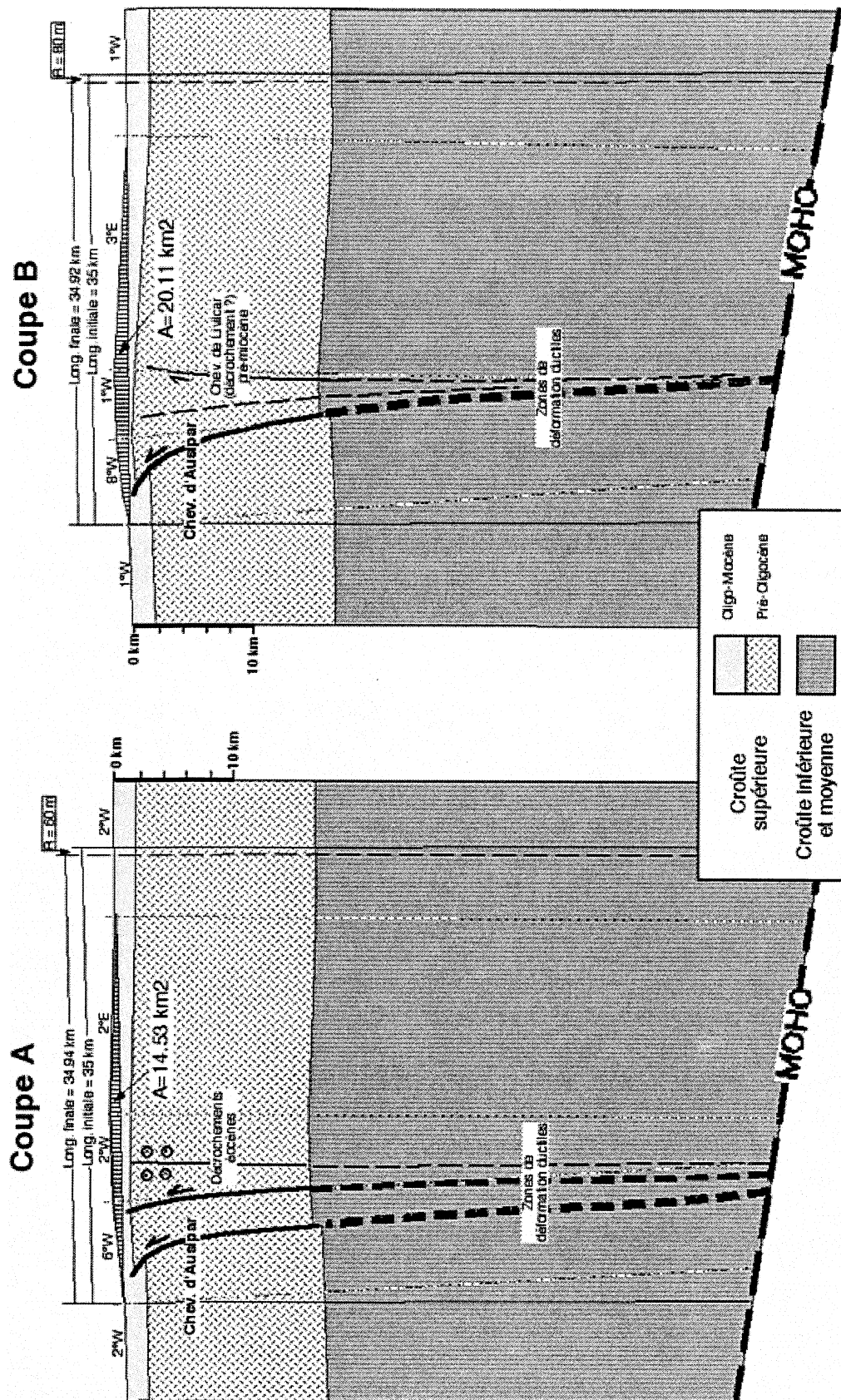
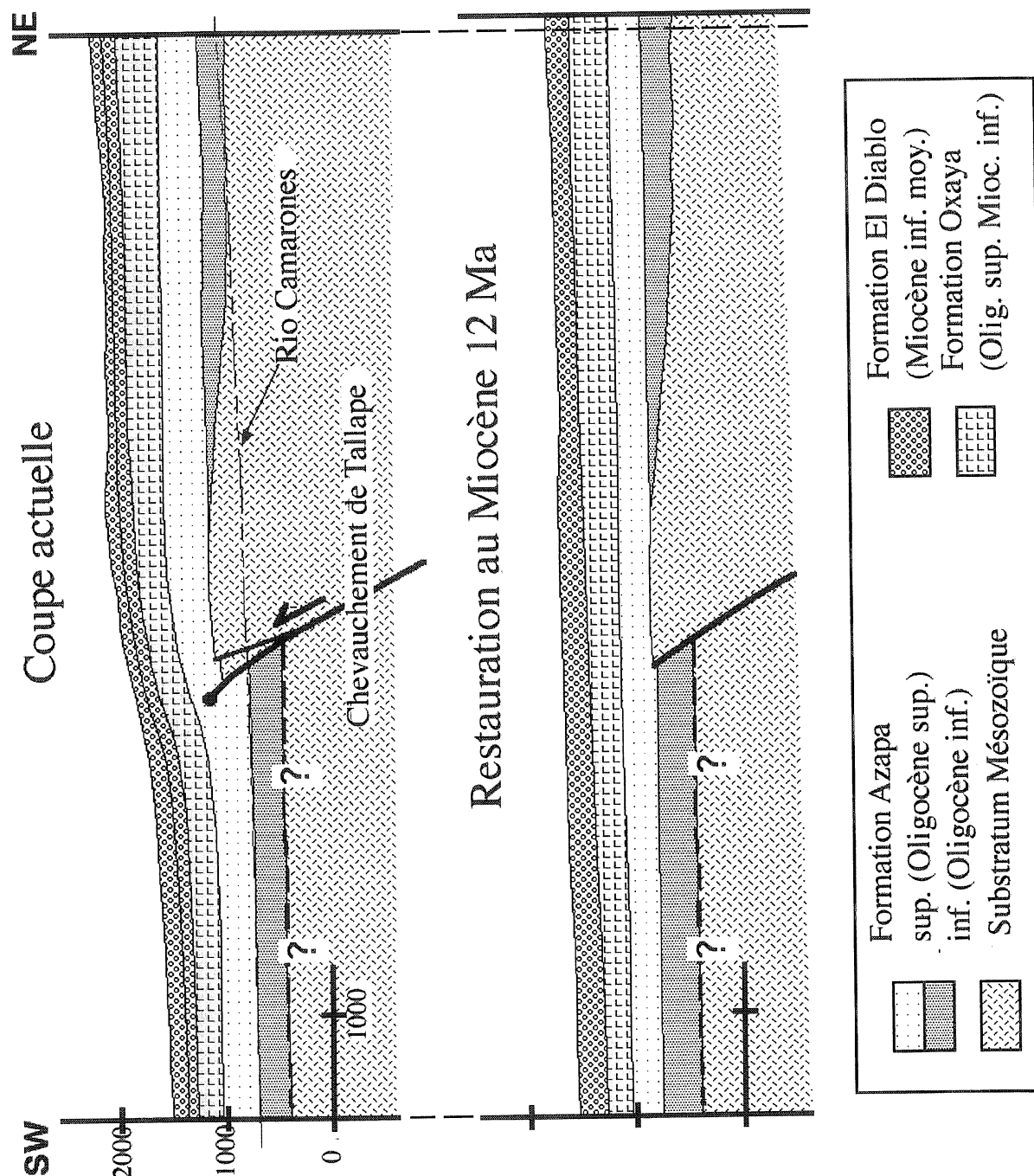


FIG. 57— Partie occidentale des coupes régionales A et B, à travers l'Anticlinal d'Oxaya. Analyse géométrique du pli et solution profonde proposée pour le Chevauchement d'Ausipar. La localisation du Moho et de la base de la croûte supérieure ont été repris de Schmitz *et al.* [1999]. L'épaisseur de l'Oligo-Miocène et le raccourcissement (R) sont légèrement exagérés par rapport à l'échelle de la figure. Pour simplification, les chevauchements plus jeunes, qui recoupent le flanc oriental de l'anticlinal, n'ont pas été figurés.



Flexure de Humayani et Chevauchement de Taltape

La Flexure de Humayani est la structure majeure dans la Dépression Centrale, visible sur une longueur de ~30 km (Fig. 47). Elle a une direction N30W à N40W. Dans le sommet de la Formation El Diablo, immédiatement au sud de Taltape, la flexure présente un déplacement vertical maximum de 500 m, de 1.600 à 2.100 m d'altitude (Fig. 58). Le raccourcissement horizontal est inférieur à 100 m. Cette structure a une vergence Ouest et l'érosion permet d'observer la faille profonde liée à sa formation : le Chevauchement de Taltape (Fig. 47 et 58).

FIG. 58— Coupe à travers la flexure de Humayani et le chevauchement de Taltape, versant sud de la vallée de Camarones : état actuel et état restitué au Miocène

La trace de ce chevauchement est largement recouverte par des dépôts colluviaux et de glissements. Au Sud de Taltape (versant sud de la vallée de Camarones), la faille est visible au niveau d'un petit affleurement, avec une direction N20W et un pendage à ~60°E (Fig. 55). Elle met en contact le substratum mésozoïque (Intrusif de Taltape) à l'Est, avec la Formation Azapa à l'Ouest. Les conglomérats de cette dernière sont déformés selon un éventail fortement incliné à l'Ouest et très parallèle au Chevauchement de Taltape (Fig. 56), que l'on interprète comme un éventail de charriage. La stratification des calcaires de la Formation Oxaya, moins plissés, est parallèle au Chevauchement Taltape et à la stratification de la Formation Azapa (Fig. 55). A Taltape, le versant Nord de la vallée de Camarones, montre des failles secondaires parallèles au chevauchement, dans le bloc chevauchant, de direction N30W et pendage à ~50°E; des stries montrent une direction de raccourcissement NE-SW (Fig. 55).

Sous la Formation Oxaya, et à l'Est du Chevauchement de Taltape, la Formation Azapa surmonte en «on-lap» le substratum mésozoïque (Fig. 58). A l'Ouest du chevauchement, on a estimé que la Formation Azapa présentait une épaisseur similaire à celle observée vers l'Est (Guancarane) et vers l'Ouest (Conanoxa). Extrapolant le pendage de la Formation El Diablo non déformée (2°W), on peut restaurer au Miocène moyen la coupe de la Fig. 58. Cette restauration montre qu'antérieurement au dépôt de la Formation Azapa supérieure, existait un soulèvement du bloc oriental chevauchant. Dans le Chevauchement de Taltape, de façon analogue au Chevauchement d'Ausipar, on observe donc une activité précoce, antérieure à celle liée à la Flexure de Humayani (voir Chronologie de la déformation, ci-dessous). Vu le raccourcissement négligeable (<100 m) par rapport au déplacement vertical (<500 m) dans la Flexure de Humayani, ainsi que la surface et la forme de la région soulevée, on interprète le Chevauchement de Taltape, de la même façon que celui d'Ausipar, comme une faille subverticale en profondeur, et donc comme une probable autre zone de décrochement pré-oligocène réactivé en faille inverse.

Vers le Nord, la Flexure de Humayani plonge, et se continue par une flexure mineure plongeant aussi vers le Nord [García *et al.*, 2002]. Vers le Sud, la Flexure de Humayani plonge aussi, et après ~20 km, passe, avec une direction N20W, à la Flexure de Moquella [Muñoz et Sepúlveda, 1992 ; Pinto, 1999]. Cette structure a un déplacement vertical maximal de 300 m, et montre à son front une géométrie en éventail de croissance [Pinto, 1999]. Les deux flexures sont probablement liées au même chevauchement en profondeur, mais activé (activité syn-flexure) à des moments différents : Miocène (~19-9 Ma) pour Moquella [Pinto *et al.*, 1999] et Miocène supérieur-Quaternaire (~12-0 Ma) pour Humayani (chap. Chronologie de la déformation).

Failles de Conanoxa et de Chuquichambe

Dans la vallée de Camarones, le Décrochement de Conanoxa (Fig. 47) correspond à une faille subverticale mineure de direction NNW. Au fond de la vallée, elle recoupe la Formation Azapa inférieure, et apparaît constitué par quelques petites failles sénestres (Fig. 56) à déplacement métrique ou centimétrique. Au bord de la vallée, la faille est masquée par des dépôts de glissements ; vers le Sud, elle se continuerait probablement avec une faille parallèle subverticale qui recoupe la Formation El Diablo.

La Faille de Chuquichambe (Fig. 47) correspond à une faille courbe subverticale, qui s'étend sur ~25 km dans la bordure sud-occidentale de la Dépression Centrale (vallée de Camarones), recoupant la Formation El Diablo. Dans son segment NE-SW, au Sud, c'est une faille à mouvement apparemment sénestre, avec une composante normale mineure. Dans son segment NW-SE, au Nord, c'est un chevauchement subvertical à fort pendage sud (70-80°), qui produit un plissement dans l'Oligo-Néogène et un soulèvement inférieur à 100 m (Fig. 59). La Faille de Chuquichambe représenterait donc une faille de bordure d'un bloc qui a tourné globalement et légèrement en sens anti-horaire, probablement sous l'effet d'un poinçonnement tectonique depuis l'Ouest.



FIG. 59— La Faille de Chuquichambe, dans la vallée de Camarones. Vue vers le NW

2.4- La Cordillère de la Côte et l'«offshore»

Dans la Cordillère de la Côte, la couverture oligo-néogène est souvent absente, on manque donc de marqueurs géométriques de la déformation de cet âge. Les unités mésozoïques de la Cordillère de la Côte d'Arica sont plissées et recoupées par des failles verticales de direction principale NE-SW et N-S localement courbes [Fig. 47 ; García *et al.*, 2002]. Ces failles correspondent à des décrochements anciens (voir discussion au chapitre Substratum pré-oligocène), dont les analogues ont été réactivés en failles à mouvement mineur, affectant partiellement les dépôts oligo-miocènes de la Cordillère de la Côte et de la partie occidentale de la Dépression Centrale. Les réactivations néogènes des failles côtières sont normales, décrochantes ou inverses. Quelques failles décrochantes sénestres décalent jusqu'à 200 m des vallées intermittentes. Les failles normales font descendre les blocs vers le NW, avec des déplacements peu importants, atteignant 50 m. Comme les failles ont une disposition subverticale et forment un réseau peu dense, l'ensemble de ce système de failles côtières ne représente pas un système d'extension régionale. La distribution des bassins intra-montagneux oligo-miocènes de la Cordillère de la Côte, semble être contrôlée par la présence des ces failles.

Au Sud d'Arica, dans la cordillère côtière d'Iquique-Antofagasta, des réactivations néogènes, des failles subverticales, incluent des mouvements compressifs [González et Carrizo, 2000], extensifs [Hervé, 1987b ; Niemeyer *et al.*, 1996 ; González et Carrizo, 2000] et sénestres [Armijo et Thiele, 1990].

Dans la région d'Arica, la forte incision néogène (de l'ordre de 1.000 m) qui affecte l'ensemble Cordillère de la Côte-Dépression Centrale (voir chap. Géomorphologie) et des considérations stratigraphiques et paléo-environnementales (voir chap. Stratigraphie) suggèrent un soulèvement régional important (<850 m). Ce soulèvement côtier représente une déformation de grande longueur d'onde, et il doit résulter du jeu d'un système de structures majeur de direction NNW-SSE, situé dans l'«offshore» (à l'Ouest de la Cordillère de la Côte). La longueur d'onde du soulèvement implique que ces structures soient subverticales.

Dans l'«offshore» d'Arica, la bathymétrie disponible [Coulbourn, 1981 ; Schweller *et al.*, 1981 ; Zapata, 1999] montre, d'Est en Ouest, une région étroite (10-30 km de largeur) faiblement pentée (1-2°W), puis une superficie relativement plate (Bassin Arica) s'étendant jusqu'à 90-110 km à l'Est de la ligne de côte, et enfin une pente abrupte (de 3 à 8°W) jusqu'à la fosse de subduction. Le Bassin Arica, d'orientation parallèle à la fosse, a une dimension de 120 km de long par 40 à 70 km de large [Coulbourn, 1981].

Traversant ce bassin, la seule ligne sismique publiée [DI-04 de propriété de ENAP], montre un remplissage asymétrique d'une épaisseur maximum de 4.000 m [Fig. 60 ; Muñoz et Fuenzalida, 1997]. Ces derniers auteurs ont interprété le Bassin Arica comme une structure formée en extension (hemigraben) d'âge éocène-quaternaire. Cependant, un dispositif en extension d'âge oligo-néogène n'est pas compatible avec le style tectonique observé, dans ce

travail, immédiatement à l'Est dans l'«onshore». Une analyse et une réinterprétation de la ligne sismique DI-04 et d'une autre ligne (DI-02) située 20 km au Nord [comm. pers. ENAP], ont montré que les sédiments du bassin sont affectés par des plis et par des chevauchements subverticaux (Fig. 60). Dans cette interprétation, le Bassin Arica constituerait une dépression tectonique formée entre des zones soulevées par une activité compressive. Ce style tectonique est très compatible, en géométrie et en quantité de déplacement, avec celui présent dans l'«onshore», représenté par exemple, par les chevauchements d'Ausipar et de Taltape.

Selon notre modèle, les réactivations néogènes des failles NE-SW et N-S, subverticales, de la Cordillère de la Côte d'Arica, peuvent être considérées comme une accommodation locale due au bombement par le soulèvement régional, analogue aux failles d'extrados dans la charnière d'un pli anticlinal.

3- CHRONOLOGIE ET CINÉMATIQUE DE LA DÉFORMATION

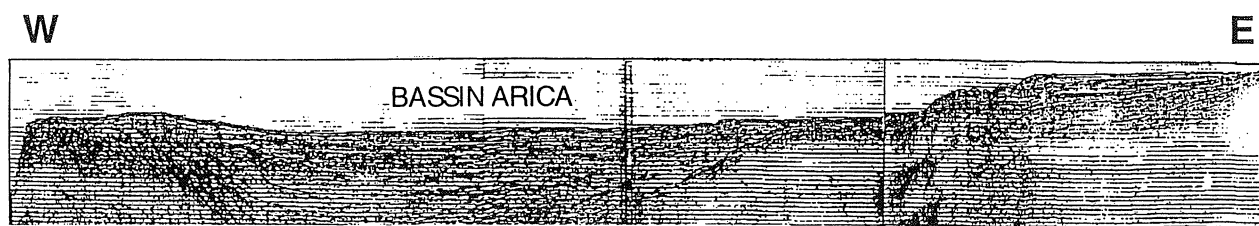
A l'exception de la Cordillère de la Côte, dans toute la région d'Arica, la série oligo-néogène est bien exposée et enregistre les déformations. La chronologie et la cinématique de cette déformation oligo-néogène ont été étudiées essentiellement à partir des relations géométriques entre les structures et les séries pre-, syn- et post-tectoniques. L'âge absolu de ces séries est déterminé par datations radiométriques (K-Ar, Ar-Ar et U-Pb). Une déformation d'âge essentiellement miocène a été proposée pour la Cordillère Occidentale d'Arica [Muñoz et Charrier, 1996 ; García *et al.*, 1996 ; Riquelme et Hérail, 1997]. Les nouvelles observations et datations ont permis de préciser cette chronologie et de reconnaître ces déformations ailleurs et dans toute la période Oligocène-Quaternaire.

3.1- L'Oligocène

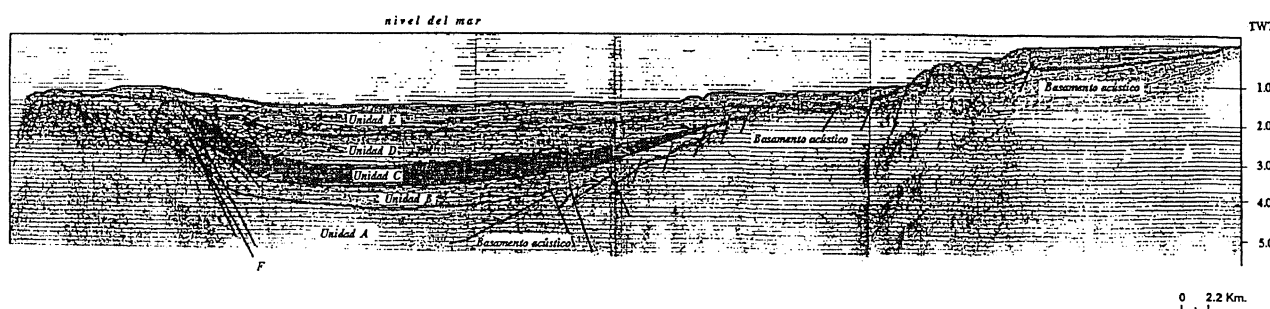
La déformation oligocène est bien enregistrée dans la Dépression Centrale et la Précordillère, en particulier au niveau des chevauchements de Taltape et d'Ausipar. Cette déformation n'est observée qu'au fond des vallées profondes. Elle affecte en partie la Formation Azapa (Oligocène) et non la Formation Oxaya (25-19 Ma).

La restauration structurale au Miocène du Chevauchement de Taltape (Fig. 58), montre que sous la Formation Azapa supérieure dépliée (Oligocène supérieur) cette faille met en contact le substratum mésozoïque à l'Est, avec la Formation Azapa inférieure (Oligocène inférieur) non déformée à l'Ouest. Cette relation indique un soulèvement du bloc chevauchant antérieur à l'Oligocène supérieur, et contemporaine ou postérieure à l'Oligocène inférieur (Fig. 58). Comme il n'y a pas de changement sédimentaire important à l'intérieur de la Formation Azapa, à l'Est du chevauchement, nous supposons que le soulèvement est contemporain du dépôt de la Formation Azapa inférieure (Oligocène inférieur). On détecte ainsi, pour le Chevauchement de Taltape, une activité d'âge oligocène inférieur, syn-Fm Azapa inférieure (Fig. 62).

Ligne sismique DI-04 (Muñoz et Fuenzalida, 1997)



Interpretation de Muñoz et Fuenzalida (1997)



Interpretation de cette étude

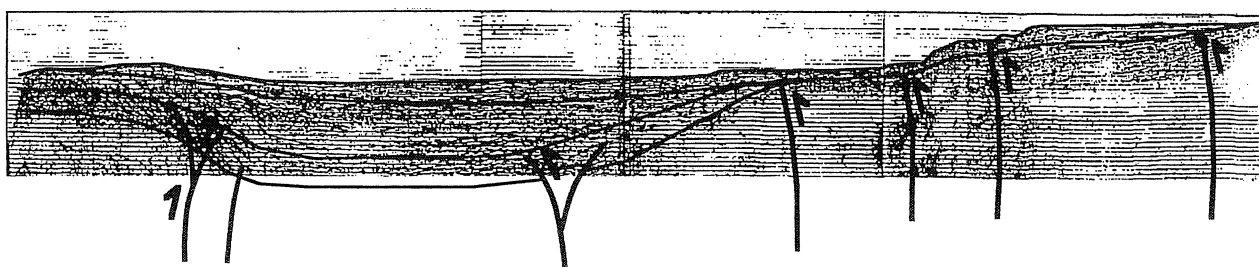
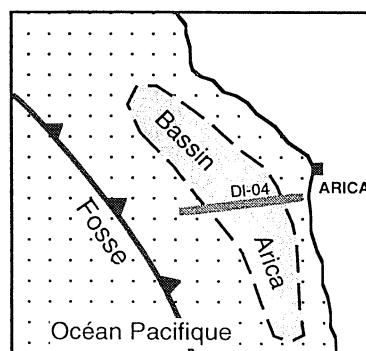


FIG. 60 – Interprétations de la ligne sismique DI-04 dans l'offshore d'Arica.



La restauration structurale à ~18 Ma du Chevauchement d'Ausipar (Fig. 49), montre que, sous la Formation Oxaya dépliée (25-19 Ma), cette faille met en contact le substratum mésozoïque-paléocène à l'Est, avec la Formation Azapa (Oligocène) non déformée à l'Ouest. Près de la faille, la Formation Azapa ne montre pas de déformation syn-sédimentaire. Dans le bloc oriental chevauchant, la Formation Azapa manque (surtout les parties inférieure et moyenne). La Formation Oxaya recouvre l'ensemble : substratum, faille et Formation Azapa. Ces relations montrent qu'un soulèvement important du bloc oriental s'est produit avant ~25 Ma. Deux scénarios sont possibles pour le dépôt de la Formation Azapa : (1) si elle s'est déposée sur le bloc oriental, l'activité tectonique s'est déroulée durant une période relativement courte, qui a impliqué une érosion importante jusqu'au substratum juste avant le dépôt de la Formation Oxaya ; cet épisode se serait déroulé autour de 25 Ma, de façon très rapide; (2) si la Formation Azapa ne s'est déposée qu'à l'Ouest, le Chevauchement d'Ausipar doit alors être contemporain de son dépôt. Dans ce cas, l'activité est d'âge oligocène au sens large, et relativement lente. Comme, plus à l'Ouest, il n'y a pas de changement sédimentaire marqué au passage de la Formation Azapa à la Formation Oxaya, phénomène qui devrait se manifester en cas de soulèvement important et court, nous choisissons la deuxième hypothèse pour expliquer l'absence de la Formation Azapa sur le bloc oriental. En conséquence, le Chevauchement d'Ausipar a eu une activité d'âge oligocène, syn-Fm Azapa, relativement lente.

Au niveau des décrochements d'Aranche (vallée de Lluta), à l'Est du Chevauchement d'Ausipar, une activité d'âge éocène-oligocène est démontrée (voir chapitre Substratum pré-oligocène). Comme pendant l'Oligocène l'activité tectonique est plutôt compressive dans la Dépression Centrale et la Précordillère (chevauchements de Taltape et d'Ausipar), les décrochements d'Aranche auraient fonctionné comme tels durant l'Eocène ou auraient montré un régime transpressif pendant l'Oligocène.

Dans la Cordillère Occidentale, au niveau de la Faille Nacientes Quebrada Belén, en assumant que les séries déformées les plus anciennes déformées par cette structure, immédiatement à l'Est, soient d'âge oligocène supérieur, cette structure présenterait une activité de même âge.

3.2- Le Néogène de la Cordillère Occidentale-Précordillère

Dans la partie Est de la Cordillère Occidentale, l'Anticlinal de Churiguaya représente un pli de croissance. Il implique la Formation Lupica (25-19 Ma) et localement les Strates Paquiza (18-16 Ma), et il est surmonté, en discordance, par le volcan Choquelimpie-Ajoya (7-6 Ma), par la Formation Lauca (5-1 Ma) et par des volcans quaternaires, tous non déformés.

Le plissement est donc antérieur à 7 Ma. A l'intérieur du pli, la Formation Lupica inférieure (~25-22 Ma) est recouverte progressivement, en faible discordance angulaire, par la Formation Lupica supérieure (~19 Ma) et par les Strates Paquiza (17-16 Ma) ; ces deux dernières sont moins déformées. Cela montre qu'une structure de crois-

sance s'est développée en au moins deux étapes apparemment discrètes, l'une entre 22 et 19 Ma, et l'autre entre 16 et >7 Ma. En conséquence, pour la partie orientale de la Cordillère Occidentale, la déformation compressive est d'âge Miocène, entre 22 et >7 Ma (Fig. 62). Le raccourcissement faible (~1 km), et sa durée, impliquent une vitesse de déformation très faibles

Dans le Monoclinale de Paquiza, la partie inférieure moyennement plissée de la Formation Lupica (26-22 Ma) est localement surmontée, en discordance angulaire, par la partie supérieure de la même formation (19-18 Ma). Cette dernière unité est légèrement plissée et surmontée par les Strates Paquiza (17-16 Ma), lesquelles sont recouvertes par la Formation Lauca (5-1 Ma). Ceci, implique une période de déformation entre 22 et 17 Ma et une autre entre 16 et 5 Ma.

Dans le Système de Chucal-Macusa, le Chevauchement de Jaropilla fait reposer, par l'intermédiaire d'un contact «concordant», la Formation Lupica inférieure sur la Formation Lupica supérieure et la Formation Chucal (Miocène inférieur ; 21-18 Ma) (Fig. 53 et 54). Cet accident est recouvert par la partie supérieure de la Formation Macusa (Miocène moyen-supérieur ; 17-10 Ma), indiquant donc un âge miocène inférieur-moyen, entre ~18 et 12 Ma, pour son activité principale (Fig. 62). Immédiatement à l'Est, dans le cœur de l'Anticlinale de Chucal, la partie supérieure de la Formation Lupica est surmontée, en légère discordance angulaire, et progressivement, par les formations Chucal et Macusa qui sont donc syntectoniques, et celles-ci sont recouvertes en discordance par la Formation Lauca non déformée (5-1 Ma) [Hérail et Riquelme, 1997 ; Riquelme, 1998]. Ce dispositif tectono-stratigraphique de croissance montre une période de déformation compressive presque continue, qui a commencé entre 21 et 18 Ma, et s'est étendue durant tout le Miocène, jusqu'à au moins 5 Ma (Fig. 62). En résumé, l'Anticlinale de Chucal s'est formé pendant le Miocène, entre ~18 et >5 Ma, de façon relativement lente ; il a été recoupé à l'Ouest par le Chevauchement de Jaropilla au début de cette période (~18-12 Ma).

A l'Ouest de Chucal, les Plis de Macusa impliquent la Formation Macusa (<18-10 Ma) ; au Nord, ils sont recouverts par le Volcan Familiani (7 Ma) non déformé. Dans la région d'Umirpa, la partie supérieure des Strates Macusa forme un pli de croissance mineur. Ici, on observe que l'Ignimbrite Chucal (~11 Ma) est recouverte en faible discordance, et progressivement, par des sédiments légèrement déformés [Formation Umirpa ; Riquelme, 1998] ; ceux-ci sont surmontés par le Volcan Familiani (7 Ma). En conséquence, les Plis de Macusa sont d'un âge Miocène supérieur (11-7 Ma).

Dans le Système de Chevauchements de Putre-Belén la déformation miocène-quaternaire à vergence ouest est bien enregistrée. Des relations tectono-stratigraphiques qui permettent de préciser sa chronologie sont observées dans les deux segments suivants, du Nord à Sud :

(1) Dans la région de Putre-Zapahuira, la Formation Lupica, dont le sommet est daté à ~18 Ma, forme un système anticlinal-synclinal qui chevauche (Chevauchement

de Socoroma s.l.) à l'Ouest la Formation Oxaya et le Volcan Quevilque (20-18 Ma). La déformation principale dans cette région a donc commencé après ~18 Ma. A l'Ouest de Putre, le Chevauchement de Socoroma est scellé localement par une lave non déformée de la Formation Zapahuira (datée à ~13 Ma), par la Formation Huaylas supérieure (9-7 Ma), par l'Ignimbrite Lauca (~3 Ma), et par des graviers assignés au Pliocène-Quaternaire. La déformation dans cette région a donc un âge principalement Miocène inférieur-moyen, entre 18 et 13 Ma. A l'Est de Putre, la Formation Lupica plissée est recouverte en discordance par une séquence volcanique et sédimentaire subhorizontale du Miocène moyen (datée à ~13 Ma), indiquant encore la même chronologie (18 à 13 Ma) pour la déformation (Fig. 62).

(2) Dans la région de Belén, le plissement, et donc l'activation du Chevauchement de Belén (*s.l.*), sont postérieurs à la Formation Lupica, soit post-18 Ma (Fig. 49, 51 et 62). A l'Est, dans la région Cordon Belén-Bassin Lauca, la Formation Lupica plissée, constituée ici par la Brèche intracaldera du Chañon de Belén (~21 Ma) est surmontée en légère discordance par des laves relativement moins déformées de ~16 Ma (Strates Guacapeque). Tout l'ensemble est recouvert en discordance par les dépôts subhorizontaux de la Formation Lauca (5-1 Ma ; Fig. 61A). On met donc ici en évidence une période de déformation miocène, relativement faible et presque continue, comprise entre <21 et >5 Ma (Fig. 62).

(3) A l'Ouest, dans la région de Belén-Lupica, le Chevauchement de Belén recoupe "en concordance" les graviers inclinés des Strates Joracane (18-16 Ma). Ces graviers fluviatiles grossiers sont, très probablement, générés par le soulèvement plus oriental lié à l'activation du même accident. Le début de l'activité du Chevauchement de Belén est donc calé entre 18 et 16 Ma. Dans la même région de Belén-Lupica, ce chevauchement est recouvert, localement au Sud de la vallée de Lupica, par les graviers subhorizontaux de la Formation Huaylas (Séquence Copaquilla) supérieure (9-7 Ma), montrant que son fonctionnement est d'âge Miocène (18 à 9 Ma). Au Sud, dans la région de Tignámar, le Chevauchement de Belén met en contact la Formation Lupica avec les graviers inclinés de la Formation Huaylas inférieure (~11-9 Ma). Il est scellé par des dépôts horizontaux assignés au Pliocène-Quaternaire, indiquant là encore un âge Miocène pour la faille.

Le Chevauchement Copaquilla-Tignámar, met en contact les formations Lupica, Zapahuira (16-12 Ma) et Huaylas inférieure (~11-9 Ma) avec la Formation Huaylas inférieure (~11-9 Ma) et l'Ignimbrite Lauca (~3 Ma). L'Ignimbrite Lauca est légèrement décalée verticalement sur près de 100 m. Les graviers fluviatiles grossiers de la Formation Huaylas sont très probablement générés par le soulèvement oriental lié au même chevauchement ; ils remplissent l'espace créé par le plissement au dos de l'Anticlinal d'Oxaya. L'activation du Chevauchement Copaquilla-Tignámar est donc contemporaine ou postérieure à la Formation Huaylas (post ~11 Ma). Localement, à l'Ouest de Chapiquiña, le chevauchement est scellé, sur au maximum 1 km le long de la direction, par des graviers attribués au Quaternaire.

Cette relation de recouvrement et le déplacement mineur post-Ignimbrite Lauca montrent que l'activité principale du chevauchement s'est déroulée au Miocène supérieur (11-5 Ma). La présence d'une activité sismique, à une profondeur de 10 à 20 km, sous le Bassin Lauca [Comte *et al.*, 1999], compatible avec la localisation du niveau de décollement proposé pour le Système de Belén, suggère que le Chevauchement Copaquilla-Tignámar puisse avoir une activité localisée plus récente (Fig. 62). En conclusion, pour ce chevauchement on propose un âge large Miocène supérieur-Quaternaire (entre 11 et 2-0 Ma), mais l'activité principale serait d'âge Miocène supérieur (11-5 Ma). La chronologie établie pour les chevauchements de Belén et de Copaquilla-Tignámar montre qu'ils se sont développés en séquence vers l'Ouest.

Le Chevauchement Chapiquiña-Belén fait monter le substratum précambrien-paléozoïque (CMB) sur la Formation Lupica déjà plissée par l'activité du Chevauchement de Belén, et localement sur l'Intrusif de Chapiquiña (~16 Ma). Cette faille est scellée par des sédiments attribués au Quaternaire. Les clastes du CMB qui sont absents dans les Strates Joracane (18-16 Ma) mais présents dans la Formation Huaylas (Séquence Copaquilla, 11-8 Ma), indiquent que le CMB n'a été érodé qu'à partir du Miocène supérieur. Cette mise à l'érosion du CMB est liée à l'activité des chevauchements de Belén et de Chapiquiña-Belén. On propose donc un âge Miocène moyen-Pliocène pour le Chevauchement Chapiquiña-Belén. Tout cela suggère que cet accident puisse être hors séquence par rapport aux chevauchements plus occidentaux.

En conclusion, les relations tectono-stratigraphiques observées dans le Système de Putre-Belén, montrent que la déformation principale associée au Chevauchement de Socoroma (*s.l.*) est d'âge Miocène, essentiellement entre 18 et 13 Ma, et que celle associée au Chevauchement de Belén (*s.l.*) est d'âge Miocène-Pliocène, entre 18 et ~2-0 Ma (Fig. 62). L'activité la plus importante liée au Chevauchement de Belén s'est déroulée entre 18 et 5 Ma. Considérant la magnitude du raccourcissement impliqué (~6,5 km) et la durée de la déformation (~12 Ma), la vitesse horizontale serait de 0.54 km/Ma. Cette vitesse est importante par rapport au reste de la région d'Arica.

L'Anticlinal d'Oxaya et le Chevauchement d'Ausipar.

Dans la Précordillère, l'activité la plus récente du Chevauchement d'Ausipar est liée à la formation de l'Anticlinal d'Oxaya. Ce pli implique la Formation Oxaya, de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur (25-19 Ma). Il est recouvert régionalement par l'Ignimbrite Lauca horizontale du Pliocène (~3 Ma). Ces relations impliquent un âge Miocène moyen-supérieur (19-5 Ma) pour le plissement.

Cependant, dans le flanc oriental de l'anticlinal (Dépression de Copaquilla) existent des relations tectono-stratigraphiques qui permettent de préciser davantage cet intervalle d'âge (Fig. 61B). Ici, les ignimbrites Oxaya, régionalement inclinées à l'Est, sont surmontées en discordance d'érosion, mais en concordance structurale, par quelques affleurements isolés de la Formation Zapahuira,

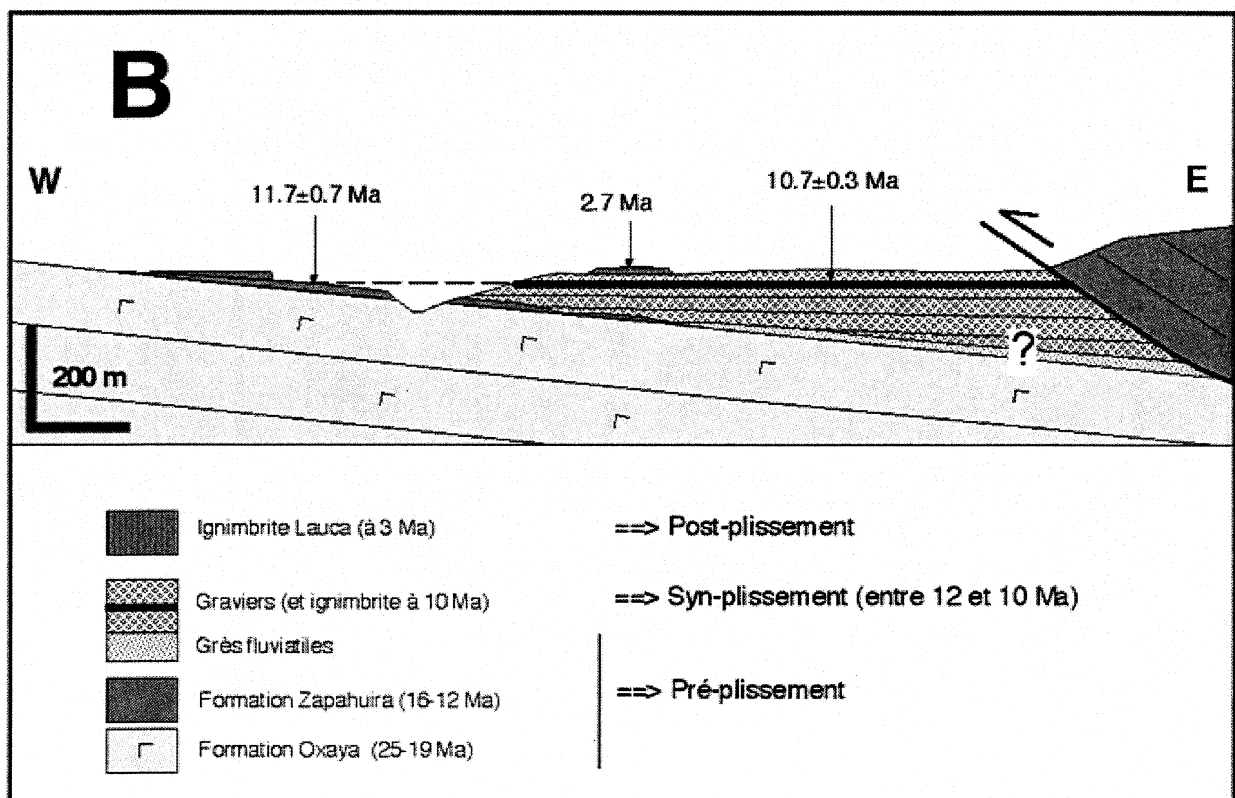
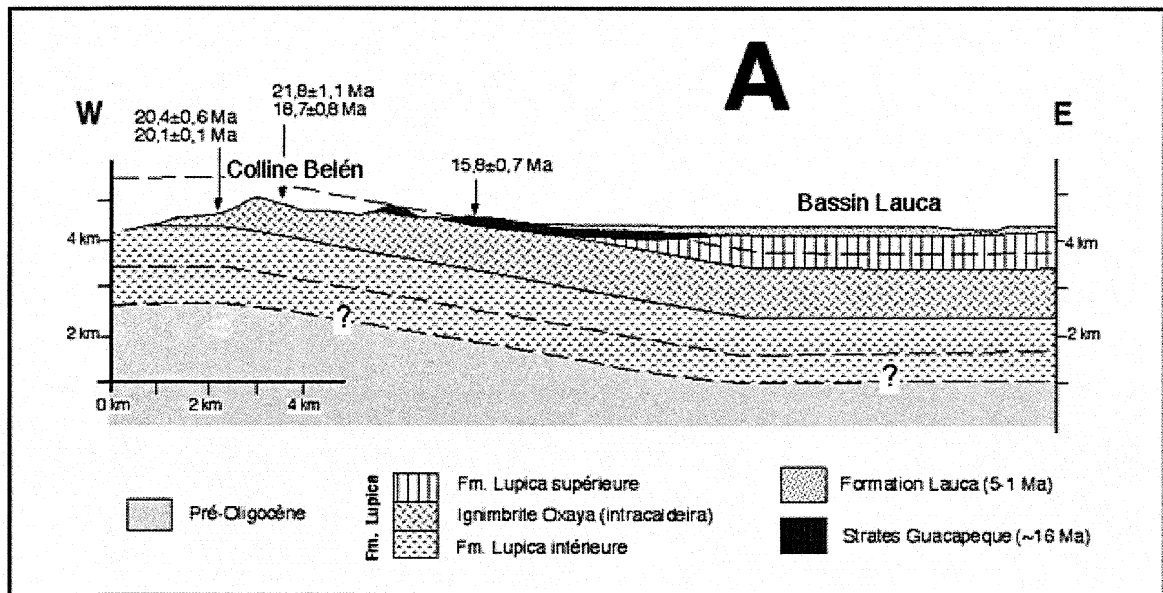


FIG. 61– Coupes schématiques dans les flancs orientaux de l’Anticlinal de Belén (A) et de l’Anticlinal d’Oxaya (B), montrant les relations tectono-stratigraphiques qui contraignent la chronologie de la déformation.

dont la coulée de lave la plus jeune (à Copaquilla) a fourni un âge moyen à $11,7 \pm 0,7$ Ma ; le plissement est donc postérieur à ~ 12 Ma. A Caragua, l’ensemble de ces deux formations inclinées est recouvert en légère discordance progressive par la Formation Huaylas (Séquence Copaquilla) inférieure ($\sim 11-9$ Ma), qui montre une géométrie en “on-lap” en éventail vers l’Ouest : les niveaux les plus anciens (grès de ~ 11) sont progressivement impliqués dans le basculement (syn-plissement), alors que les niveaux les plus jeunes (graviers avec une ignimbrite

datée à $10,7 \pm 0,3$ Ma) sont progressivement horizontaux (post-plissement) (Fig. 61B). Cela indique que l’inclinaison majeure du flanc oriental, et donc le plissement, est post- $11,7 \pm 0,7$ Ma et pré- $10,7 \pm 0,3$ Ma. En conséquence, le plissement de l’Anticlinal d’Oxaya, ainsi que l’activité la plus récente du Chevauchement d’Ausipar liée à cet anticlinal, se sont produits durant un événement relativement court au Miocène supérieur (approximativement entre 11 et 10 Ma) (Fig. 62).

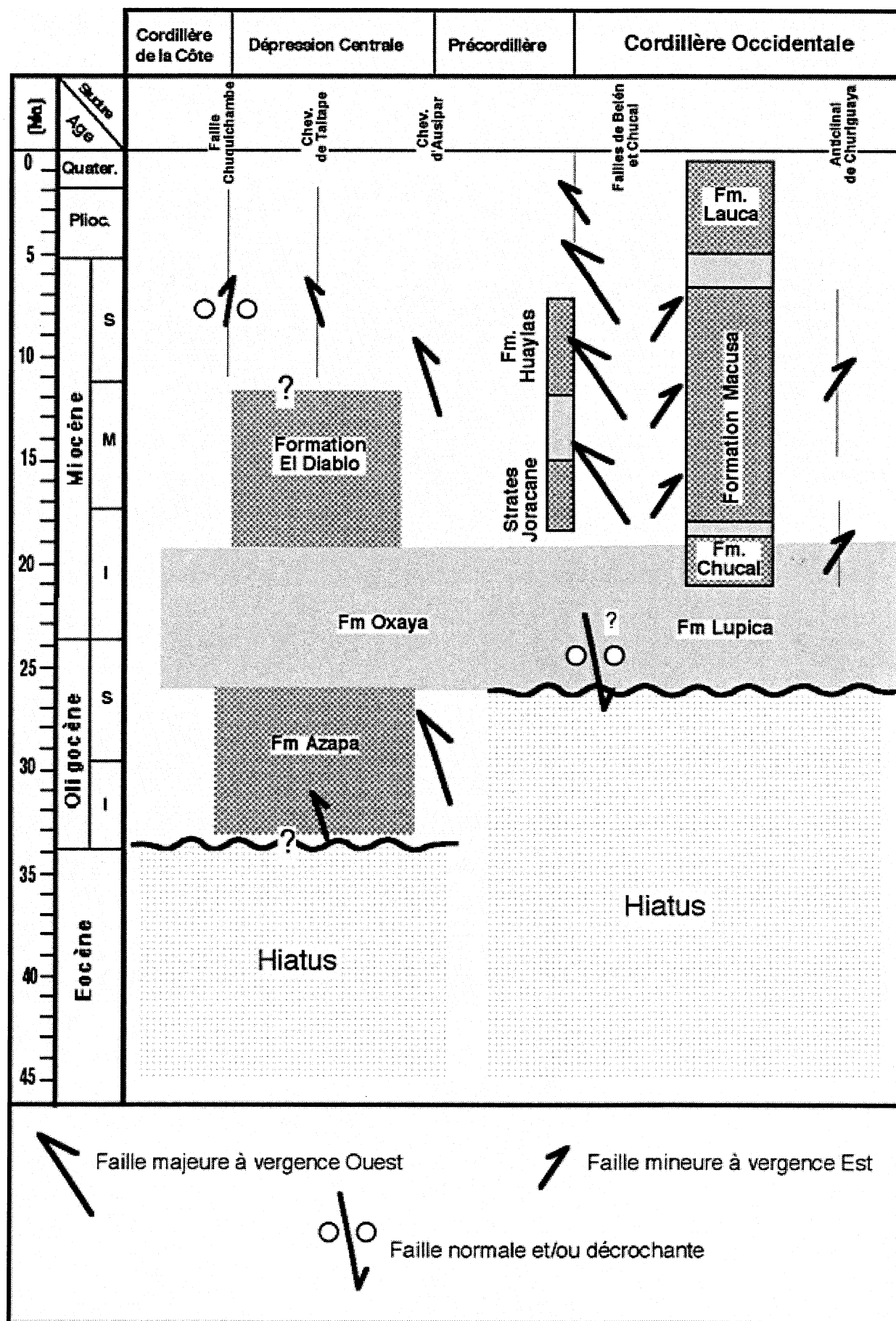


Fig. 62- Cadre synthétique et schématique W-E montrant la chronologie de la déformation oligo-néogène dans la région d'Arica.

3.3- Le Néogène de la Dépression Centrale-Cordillère de la Côte

Dans ce domaine la déformation néogène est faible et difficile à dater. La datation des quelques structures est basée sur des considérations géomorphologiques (voir aussi chapitre Analyse géomorphologique). Les flexures et failles de la Dépression Centrale, ainsi que les failles subverticales de la Cordillère de la Côte, sont postérieures aux dépôts oligo-miocènes, qui dans la Dépression Centrale, correspondent à la série des formations Azapa, Oxaya et El Diablo. Le sommet de cette dernière est daté du Miocène supérieur (vers 12 Ma ; chapitre Stratigraphie) ; les structures qui le recoupent sont donc plus récentes que 12 Ma. Quelques failles décrochantes de la Cordillère de la Côte séparent des vallées intermittentes, suggérant une activité relativement récente. La Flexure de La Higuera affecte les profils en long des rivières de Vitor, de Garza et de La Higuera (Fig. 10), montrant que la structure est d'âge relativement récent. Ainsi, on attribue un âge Miocène-supérieur-Quaternaire, entre 12 et 0 Ma, aux structures de la Dépression Centrale et de la Cordillère de la Côte (Fig. 62). Toutefois, en s'appuyant sur l'âge précis obtenu pour l'Anticlinal d'Oxaya-Chevauchement d'Ausipar (11-10 Ma), il est possible de proposer que les flexures et failles de la Dépression Centrale se soient également formées à la même période.

La forte incision, de l'ordre de 1.000 m, dans les vallées qui traversent la Cordillère de la Côte et la Dépression Centrale, implique un soulèvement important de l'ensemble, postérieur au dépôt de la Formation El Diablo.

Le soulèvement côtier paraît avoir été relativement continu, puisque l'on ne retrouve pas de terrasses alluviales ou marines conservées sur l'Escarpe Côtier ou dans les vallées majeures. On n'observe pas non plus de changements dans les profils de rivières au niveau de la côte (Fig. 10), ce qui suggère que le soulèvement régional soit relativement ancien. Ce soulèvement occidental se serait donc produit entre le Miocène supérieur et le Quaternaire (12-0 Ma).

4- SYNTHÈSE ET CONCLUSIONS

Dans la région d'Arica, les structures oligo-néogènes ont une direction générale NNW-SSE à N-S et elles sont principalement compressives à vergence ouest. Elles se sont développées pendant une sédimentation et un volcanisme syntectoniques. Une déformation oligocène est discrètement enregistrée dans la Dépression Centrale et la Précordillère, affectant la Formation Azapa : le Chevauchement d'Ausipar a présenté une activité oligocène large, tandis que celui de Taltape a été actif à l'Oligocène inférieur. Des mouvements décrochants et/ou extensifs, d'âge oligocène supérieur, sont probablement présents dans la Cordillère Occidentale (Faille Nacientes Quebrada Belén).

La déformation compressive néogène est présente dans toute la région d'Arica, mais elle est plus importante dans la Cordillère Occidentale, affectant la Formation Lupica. Dans la partie est de la Cordillère Occidentale, la structure générale est caractérisée par un plissement large, à vergence Est, qui absorbe un raccourcissement de l'ordre

de 1 km ; l'Anticlinal de Churiguaya est un pli de croissance et d'âge miocène inférieur-moyen (22-7 Ma), formé relativement lentement.

Dans la partie ouest de la Cordillère Occidentale, on distingue deux domaines longitudinaux majeurs, à vergences différentes. Au Nord, le Système de Chevauchements de Putre-Belén, à vergence Ouest, implique le socle et, au Sud, le Système de Chucal-Macusa, à vergence essentiellement Est, ne met pas le socle à l'affleurement. Dans le Système de Putre-Belén, à l'Est dans le Chaînon de Belén, la structure majeure correspond à un pli de rampe impliquant le socle (l'Anticlinal de Belén), associée à l'Ouest à des plis et des chevauchements frontaux.

Un des plis frontaux est le Synclinal de Lupica. Les chevauchements les plus frontaux (Copaquilla-Tignamar et Belén-Tignamar) ont été activés en séquence et sont associés à des conglomérats fluviaux (Strates Joracane et Formation Huaylas) et des volcanites (Formation Zapahuira), syntectoniques. Le raccourcissement horizontal minimum atteint 6,2 et 6,3 km, et serait lié à un niveau de décollement régional situé vers 8 km de profondeur sous le Bassin Lauca. La déformation s'est essentiellement déroulée au Miocène (entre 18 et 5 Ma), avec des réactivations mineures au Pliocène-Quaternaire. Elle s'est mise en place relativement rapidement dans la région d'Arica, à une vitesse horizontale de 0,54 km/Ma.

Dans le Système de Chucal-Macusa la structure majeure est le Chevauchement de Jaropilla, à vergence Est. Il a fonctionné entre ~18 et 12 Ma. À l'Est, l'Anticlinal de Chucal montre clairement l'enregistrement d'une sédimentation syn-plissement (formations Chucal et Macusa) pendant le Miocène (entre ~18 et >5 Ma) ; la structure s'est donc mise en place relativement lentement. Vers le Sud-Ouest, les Plis de Macusa, à vergence Ouest, sont d'âge Miocène supérieur (11-7 Ma). Le raccourcissement minimum du système est de 5,3 km. En conséquence, le raccourcissement minimum global varie dans le segment de la Cordillère Occidentale d'Arica depuis 7,3 km au Nord, en passant à 6,9 km au centre (la partie inférieure atteignant 12,5 km) et à 7 km au Sud. Ceci implique donc un raccourcissement minimum moyen de l'ordre de 7 km.

La Précordillère, la Dépression Centrale et la Cordillère de la Côte montrent une déformation néogène représentée par des plis-flexures larges et par des failles mineures. Cette déformation est associée à des structures subverticales qui impliquent le substratum, produisant des soulèvements parfois importants et des raccourcissements horizontaux faibles. Dans la partie centrale de la Précordillère, le large Anticlinal d'Oxaya, à vergence Ouest, est interprété comme engendré par le Chevauchement d'Ausipar, sur la bordure occidentale. La structure globale définit ainsi un pli par propagation de faille qui implique le substratum [Narr et Suppe, 1994 ; Mitra et Mount, 1998]. L'anticlinal s'est formé pendant le Miocène supérieur (11-10 Ma) dans un événement relativement court. D'après le faible raccourcissement horizontal (<100 m) et le fort rejet vertical (jusqu'à 850 m), lié au plissement, le Chevauchement d'Ausipar est interprété en profondeur comme une faille fortement pentée à l'Est.

Dans la Dépression Centrale, la structure majeure correspond à la Flexure de Humayani, associé au Chevauchement de Taltape, qui montre un raccourcissement faible (<100 m) et un déplacement vertical relativement important (jusqu'à 500 m). Dans ce domaine l'âge des flexures et failles est Miocène supérieur-Quaternaire (postérieur à la Formation El Diablo ou à 12 Ma). Dans la Cordillère de la Côte, et dans la partie occidentale de la Dépression Centrale, des failles verticales, de direction NE-SW, ont des mouvements néogène mineurs, normales, décrochantes et inverses. Le soulèvement Miocène supérieur-Quaternaire, de l'ensemble Cordillère de la Côte-Dépression Centrale, pourrait être expliqué par un système de chevauchements raides à vergence Ouest dans l'«offshore», comparables en géométrie et déplacement aux failles plus orientales dans l'«onshore».

Discussion et implications

Dans la région d'Arica, on n'a pas reconnu de composante décrochante importante dans les failles oligo-néogènes. Les mouvements décrochants observés sont d'âge éocène-oligocène. Cependant, la raideur des chevauchements néogènes de la Dépression Centrale et de la Précordillère, suggère qu'ils sont localisés au niveau de ces décrochements anciens. La région d'Arica est située particulièrement dans l'axe de l'Orocline bolivien. Les structures néogènes ne montrent cependant ici aucune courbure qui pourrait être liée à un plissement oroclinal néogène.

La Cordillère Occidentale d'Arica est limitée par deux systèmes divergents, impliquant une structure générale en «pop-up». Ici, le raccourcissement néogène a été évalué à ~15 km [Rochat, 2000], valeur un peu plus élevée que notre estimation (~7 km), mais qui reste du même ordre de grandeur. La profondeur proposée pour le niveau de décollement du Système de Putre-Belén, de ~8 km sous le Bassin Lauca, est compatible avec une activité sismique détectée dans cette même région à une profondeur comprise entre 10 et 20 km [Comte *et al.*, 1999]. Cela implique que le système soit encore actif. Par ailleurs, le Bassin Lauca a été interprété comme un «half-graben» ou un «pull-apart», formé pendant le Miocène, et rempli postérieurement, au Pliocène, par la Formation Lauca [Kött *et al.*, 1995 ; Gaupp *et al.*, 1999]. Cette interprétation n'est pas compatible avec nos observations structurales qui montrent qu'il s'agit d'un bassin formé en contexte compressif, légèrement transporté («piggy-back»), entre le Système de Chevauchements de Belén à l'Ouest et l'Anticlinale de Churiguaya à l'Est.

Dans la Précordillère, la géométrie et la cinématique de l'Anticlinale d'Oxaya et du Chevauchement d'Ausipar sont largement précisées, par rapport à celles proposées initialement par Salas *et al.* [1966], Muñoz et Charrier [1996] et Rochat *et al.* [1999]. Rochat [2000] a estimé à ~3.000 m le raccourcissement horizontal néogène dû au

Chevauchement d'Ausipar, ce qui implique un pendage profond, relativement constant, de l'ordre de 35°E. La nouvelle solution implique un raccourcissement plus faible (<100 m), et un pendage subvertical en profondeur. Le fort soulèvement de l'Anticlinale d'Oxaya a induit la génération d'un méga-effondrement gravitaire au front, le Glissement de Lluta. Les failles de charnière (en extradors) de ce pli sont situées au même niveau que le cirque d'arrachement du glissement. D'autres pli-flexures formés par la propagation de failles aveugles (en générale subverticales), analogues au système Huaylillas-Oxaya ou Humayani, sont connus dans la Précordillère du Sud du Pérou [Tosdal *et al.*, 1984 ; Huaman, 1985] et du Nord du Chili : la Flexure de Moquella [Muñoz et Sepúlveda, 1992 ; Pinto *et al.*, 1999] et la Flexure de Pica [Galli et Dingman, 1962 ; Victor et Oncken, 1999].

Par ailleurs, en ce qui concerne la Précordillère, nos résultats sont en complète contradiction avec l'interprétation de Seyfried *et al.* [1994, 1998], Uhlig *et al.* [1996, 1999] et Wörner *et al.* [2000b], qui expliquent le «Bloc Oxaya» comme un méga-effondrement gravitaire venant de l'Est. Cette dernière explication peut être refusée puisque dans la Pampa Oxaya, il n'y a pas d'évidences de terrain de niche d'arrachement, ni de limites latérales et frontales, ni de décollement basal d'un méga-effondrement. On n'observe pas de désordre interne ni de fracturation de blocs ou méga-blocs de la Formation Oxaya, alors que toutes ces caractéristiques sont présentes, par exemple, dans le Glissement de Lluta (chapitre Géomorphologie) ; au contraire la surface de la Pampa Oxaya est régulière.

Synthèse à l'échelle crustale (arc et avant-arc)

La structure de l'arc et de l'avant-arc des Andes Centrales d'Arica, peut être représentée par une coupe crustale synthétique (Fig. 63). Celle-ci est essentiellement représentative de la partie centro-nord de la région d'Arica. La topographie correspond à celle de la Coupe B (Fig. 49). La profondeur du Moho, obtenue à partir de différents travaux sismiques, varie d'Est en Ouest, de 60 ± 10 à 35 ± 5 km [James, 1971b ; Cunningham *et al.*, 1986 ; Schmitz *et al.*, 1999 ; Masson *et al.*, 2000 ; Beaumont *et al.*, 2001, 2002]. L'information de l'«offshore» est très hypothétique et indirecte ; elle suppose un système de chevauchements raides responsables du soulèvement régional occidental d'Arica (de 1.000 à 2.000 m). Pour la Cordillère Occidentale, un raccourcissement moyen de 7 km est estimé, et les séries seraient décollées à une profondeur de 8 km. A l'Est, dans l'Altiplano bolivien, le socle précambrien est porté à l'affleurement, et sa couverture oligomiocène [eg. Rochat, 2000] forme une écaille pentée de 30° vers l'Est. Ce système présente une géométrie relativement tangentielle qui implique le socle, compatible avec celle de la Cordillère Occidentale d'Arica.

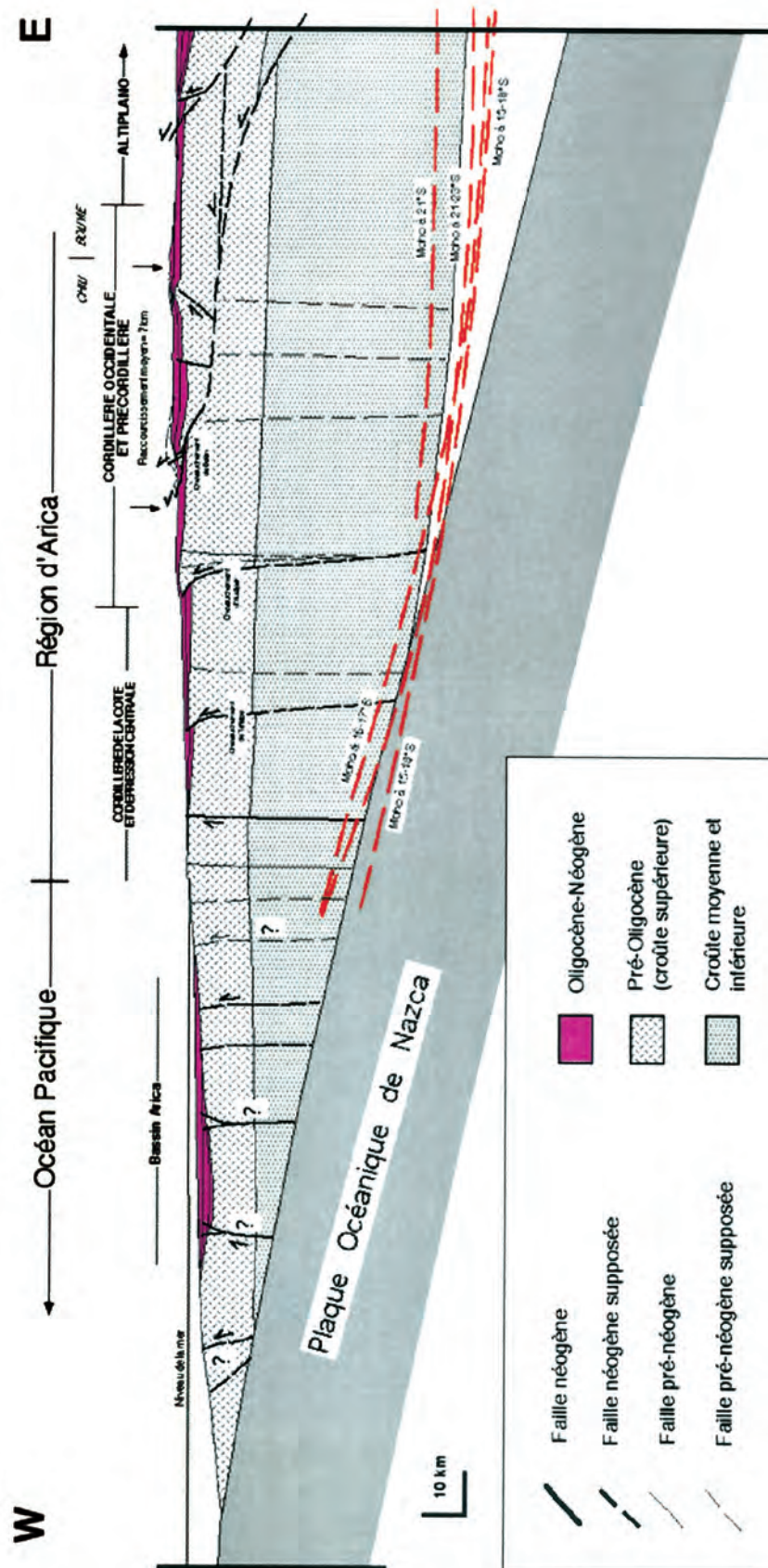


Fig. 63– Coupe structurale intégrée représentative de l'Altiplano occidental (à 18-19°S). La localisation du Moho est tirée des différentes études sismiques : à 16-17°S [James, 1971b], à 15-18°S [Cunningham *et al.*, 1986], à 21°S [Beaumont *et al.*, 2002] et à 21-23°S [Schmitz *et al.*, 1999]. La localisation de la base de la croûte supérieure est reprise de Schmitz *et al.* [1999].

CHAPITRE 7 : BILAN ÉROSION-SÉDIMENTATION

1- INTRODUCTION

L'étude des bilans et des transferts de masses, sous l'effet des phénomènes tectoniques (soulèvement) et du couple érosion-sédimentation, apporte des informations de valeur sur la structure et l'évolution des chaînes de montagnes. Rochat *et al.* [1999] et Rochat [2000] ont effectué une analyse de la dynamique érosive et sédimentaire de l'«Altiplano» des Andes Centrales, suivant un transect 15-18°S, pour la période Oligo-Néogène. Dans cette partie des Andes, la plupart de sédiments proviennent de l'érosion par soulèvement des Cordillères Orientale et Occidentale, et ils ont été piégés essentiellement dans les bassins d'Arica (Océan Pacifique), de l'Altiplano, du subandin et de l'avant-pays [Rochat *et al.*, 1999]. Les données les mieux contraintes proviennent essentiellement de la partie orientale de la chaîne (Altiplano, Cordillère Orientale, Subandin et bassin d'avant-pays), où existe une abondante information sismique et chrono-stratigraphique. Dans la partie occidentale (région d'Arica), nos données stratigraphiques, structurales et géomorphologiques, permettent d'effectuer une analyse quantitative des transferts de masses induits par la tectonique. Cette analyse précise et complète celle de Rochat *et al.* [1999]. L'érosion-sédimentation oligo-néogène de la région d'Arica, à la différence des Andes orientales, est accompagnée d'un volume important de volcanisme effusif et explosif, spécialement à l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur.

2- MÉTHODES DE CALCUL DES VOLUMES

Nos données sur la région d'Arica permettent de faire de nouvelles estimations des volumes de sédiments préservés à l'Oligo-Néogène et de matériel érodé au Néogène.

Volumes de sédiments préservés. Ces volumes, dans les différents bassins d'Arica, ont été calculés par deux méthodes (Table 11). Dans la Méthode 1, le volume est obtenu en multipliant les surfaces en coupe par la longueur N-S, tandis que dans la Méthode 2, il est calculé en multipliant la surface sur la carte par l'épaisseur moyenne. Dans la Méthode 1, la surface en coupe a été obtenue à partir des coupes équilibrées A, B et C (Fig. 48, 49 et 53) à l'échelle du 1/50.000, dessinées avec le logiciel Canvas ; trois coupes additionnelles, à la même échelle, ont été utilisées pour la Dépression de Copaquilla [García, 1996]. Pour la Dépression Centrale, la longueur N-S de la région d'Arica est estimée, entre les vallées de Lluta et de Camarones, équivalente à ~70 km. Pour éliminer le matériel érodé dans les vallées (Lluta, Azapa, Vitor et Camarones) on a soustrait de cette longueur, une largeur N-S moyenne équivalente à la somme des largeurs moyennes de ces vallées, ceci pour chaque formation. Dans la Méthode 2, la surface sur la carte a été obtenue à partir de la carte géologique [García *et al.*, 2002] à l'échelle du 1/250.000, dessinée avec le logiciel MapInfo. Les volumes des unités déformées, comme les strates Joracane et la Formation Huaylas orientale (Séquence Copaquilla orientale), ne peuvent pas être estimés par cette méthode (Table 11).

L'épaisseur moyenne a été obtenue au moyen de mesures de terrain et ensuite extrapolée dans les régions couvertes. Les estimations de volumes obtenues par les méthodes 1 et 2 (Table 11) sont très proches, et peuvent donc être considérées comme fiables.

Volumes de matériel érodé. Dans ce travail on a calculé les volumes de matériel érodé provenant (1) du soulèvement néogène de la Haute Cordillère Occidentale et (2) de l'incision miocène supérieur-quaternaire des vallées qui traversent l'avant-arc. Le volume (1) a été calculé à partir des surfaces manquantes sur les trois coupes équilibrées (Fig. 48, 49 et 53), multipliées par une longueur N-S, évaluée à ~70 km entre les vallées de Lluta et Camarones. Ceci est analogue à la Méthode 1 pour le calcul des volumes de sédiments préservés. Les coupes équilibrées, à l'échelle du 1/50.000, supposent un relief antedéformation relativement plat. L'estimation du volume (2) a été effectuée pour les trois vallées principales (Lluta, Azapa et Camarones). Pour chaque vallée, la surface en coupe manquante a été multipliée par la moyenne de la largeur N-S à la demi-profondeur de la vallée. Les transferts de masses dus au grand Glissement de Lluta, dans la Dépression Centrale et la Précordillère d'Arica, ont été considérés comme équilibrés à l'échelle de ce segment de marge analysée. Cela suppose que tout le matériel mobilisé soit resté sur place ; l'estimation de son volume (~69 km³) a été présentée dans le chapitre Analyse géomorphologie.

3- VOLUME DE SÉDIMENTS OLIGO-NÉOGÈNES PRÉSERVÉS

Les sédiments oligo-néogènes préservés dans la région d'Arica sont répartis dans la Dépression Centrale, la Dépression de Copaquilla et le Bassin Lauca. Ici, on discute et on estime, de plus, le volume de sédiments piégés dans l'Océan Pacifique (Bassin Arica et fosse).

Volumes dans la région d'Arica. Au cours de la période 35-23 Ma, toute la sédimentation a été piégée dans la Dépression Centrale (formations Azapa et Oxaya inférieure). Sa surface moyenne en coupe est proche de 20 km², et le volume de sédiments préservés lors de cette période, entre les vallées de Lluta et Camarones (~70 km N-S), est donc de l'ordre de 1290,25 km³ (Méthode 1, Table 11). Selon la Méthode 2, la surface en carte des sédiments préservés est de 3569,43 km²; comme l'épaisseur moyenne est estimée à 390 m, le volume est proche de 1275 km³ (Table 11). Entre ~20 et ~10 Ma, dans la Dépression Centrale (Formation El Diablo), la surface moyenne en coupe de sédiments préservés est de ~8 km², ce qui donne un volume, entre les vallées de Lluta et Camarones, de 473,36 km³ (Méthode 1 ; Table 11). Ces sédiments préservés représentent une surface en carte de 3157,49 km² ; avec une épaisseur moyenne de 155 m, le volume est de 489,41 km³ (Méthode 2, Table 11). Dans la Dépression de Copaquilla, les surfaces en coupe des strates Joracane et Copaquilla ont été calculées pour trois coupes additionnelles à cette étude, dans la région de Belén

SEDIMENTS OLIGO-NEOGENES PRESERVES							
	Dépression Centrale		Dépression de Copaquilla			Bassin Lauca	Subtotal (après ~20 Ma)
	Fms. Azapa et Oxaya inf. (~35-23 Ma)	Fm. El Diablo (~20-10 Ma)	Strates Joracane (18-16 Ma)	Strates Copaquilla (11-7 Ma) orientales, déformées	occidentales, non déformées	Fm Lauca (5-1 Ma)	
Surface Coupe A (km ²)	13,21	2,78			0,33	2,64	
Surface Coupe B (km ²)	22,72	5,44			1,03	2,66	
Surface Coupe C (km ²)	23,61	15,07				0,53	
Surface en coupes Belén (auxiliaires) (km ²)			1,19 / 0,57	1,35 / 2,06	0,92 / 1,03 / 0,69		
Surface moyenne préservée (km ²)	19,85	7,76	0,88	1,71	0,8	1,94	13,09
Taux de sédimentat. (km ² /Ma)	1,65	0,78	0,44	0,86	0,4	0,39	
Longueur N-S (km)	70	70	5	15	40	65	
Longueur N-S – Larg. moy. vallée * (km)	65	61					
Volume Méthode 1 (km ³)	1290,25	473,36	4,4	25,65	32	126,1	661,51
Surface en carte (km ²)	3269,43	3157,49			137,65	945,96	
Épaisseur moyenne (m)	390	155			220	120	
Volume Méthode 2 (km ³)	1275,08	489,41			30,28	113,5	>633,19

* Moyenne de la somme des largeurs (N-S) des vallées (pour chaque formation).

TABLE 11.– Volume de sédiments oligo-néogène préservés dans la région d'Arica.

[García, 1996]. En tout, ces unités représentent un volume de 62,05 km³ (Méthode 1, Table 11). Selon la Méthode 2, les Strates Copaquilla occidentales (horizontales) ont une surface en carte de 137,65 km². Comme l'épaisseur moyenne est estimée à 220 m, le volume est proche de 30 km³ (Table 11) ; ce volume est comparable aux 32 km³ obtenu par la Méthode 1. Les sédiments piégés dans le Bassin Lauca ont une surface moyenne proche de 2 km², ce qui donne un volume de 126,1 km³. (Méthode 1, Table 11). Ces sédiments ont une surface en carte de 945,96 km² et une épaisseur moyenne de 120 m, représentant un volume de 114,5 km³ (Méthode 2, Table 11). En synthèse, le volume de sédiments préservés dans toute la région d'Arica, entre ~35 et ~23 Ma, est proche de 1280 km³, et après ~20 Ma, est proche de 660 km³ (Table 11 ; Fig. 64).

Volume dans l'Océan Pacifique. Les sédiments provenant de l'orogénèse andine, et accumulés à l'Ouest dans l'Océan Pacifique, sont répartis dans le Bassin Arica et dans la fosse. Le volume de sédiments préservés dans la fosse est négligeable ; ceci est interprété comme dû au phénomène d'érosion tectonique [von Huene et Scholl, 1991]. Pour la fosse péruvienne à 11°S, la surface en coupe de sédiments a été évaluée à 14 km² [von Huene et Scholl, 1991]. Selon un profil longitudinal dans l'axe de la fosse, l'épaisseur de sédiments piégés à 11°S est comparable à l'épaisseur de sédiments à 18-19°S [Schweller *et al.*, 1981] ; la surface en coupe de sédiments préservés dans la fosse d'Arica est donc ici considérée de l'ordre de 15 km². A l'Est, le Bassin Arica [Coulbourn, 1981] a quant à lui piégé des sédiments dont la partie attribuée

à l'Eocène-Quaternaire [Muñoz et Fuenzalida, 1997] représente une surface en coupe approximativement de 200 km² [calculée à partir des coupes de Muñoz et Fuenzalida, 1997, et de Rochat *et al.*, 1999]. Ainsi, la surface en coupe totale de sédiments éocène-quaternaires préservés dans l'Océan Pacifique (fosse et Bassin Arica) est de l'ordre de 215 km².

Pour tout l'arc et l'avant arc des Andes Centrales, la surface en coupe de sédiments préservés a été estimée à 378 km² [Rochat *et al.*, 1999]. Cela inclut toute la région d'Arica et, à l'Ouest, le Bassin Arica et la fosse (Fig. 60 et 63). Ainsi, selon les estimations ci-dessus, la surface en coupe de sédiments préservés dans la région d'Arica serait de 163 km². Cette valeur est presque 5 fois plus forte que notre estimation, obtenue de manière indépendante à ~35 km². Cela est très probablement dû à ce qu'une partie importante du volume considéré par Rochat *et al.* [1999] est constitué par des formations volcaniques (Formation Lupica), et non par des sédiments volcano-détritiques. Ces formations volcaniques représentent une surface en coupe totale proche de 225 km².

4- VOLUME DE MATÉRIEL ÉRODÉ AU NÉOGENE

Dans la région d'Arica, le matériel érodé au Néogène (après 22-18 Ma) provient (1) du soulèvement néogène de la Cordillère Occidentale, (2) de l'incision miocène supérieur-quaternaire (après ~10 Ma) des vallées qui traversent l'avant-arc (Cordillère de la Côte, Dépression Centrale et Précordillère), (3) de l'abrasion marine miocène supérieur-quaternaire (après ~10 Ma) de la partie

occidentale de la Cordillère de la Côte, (4) de la pénéplanation miocène supérieur de la surface de la Dépression Centrale et Précordillère (sommet des formations Oxaya et El Diablo) et (5) de l'incision quaternaire du Bassin Lauca. A l'échelle de l'analyse de ce travail, les volumes (4) et (5) ont été considérés négligeables.

Volume érodé de la Cordillère Occidentale. Le matériel érodé de cette région après 22-18 Ma, provient, à l'Ouest, du Chaînon de Belén (s.l. : Système de plis et chevauchements de Putre-Belén) et à l'Est, de l'Anticlinal de Churiguaya (s.l.). Dans le Chaînon de Belén (s.l.), la surface en coupe manquante moyenne est de 26,6 km², ce qui représente, dans le segment N-S de 70 km, un volume estimé de 1862 km³ (Table 12 ; Fig. 64). Dans l'Anticlinal de Churiguaya (s.l.) la surface en coupe moyenne de matériel érodé atteint 14,81 km² ; le volume estimé est donc de 1036,7 km³ (Table 12 ; Fig. 64). Ainsi, le matériel total érodé de la Cordillère Occidentale, après 22-18 Ma, représente une surface en coupe moyenne de 41,41 km² et un volume de 2899 km³ (Table 12). 65% de ce volume proviennent de la partie ouest de la Cordillère Occidentale (Chaînon de Belén s.l.) et 35% de la partie est (Anticlinal de Churiguaya s.l.).

Volume érodé des vallées de l'avant-arc. Ce volume érodé résulte de la forte incision qui a affecté la Cordillère de la Côte, la Dépression Centrale et la Précordillère de la région d'Arica, après ~10 Ma. Pour la vallée de Lluta (Coupe A, Fig. 48), dans le segment Cordillère de la Côte-Dépression Centrale, la surface en coupe manquante est de 34,69 km² et la largeur moyenne (à la demi-profon-

deur) estimée à 1,8 km, donnant un volume érodé de 62,4 km³ (Table 12). Dans le segment Précordillère, la surface en coupe manquante est de 41,35 km² et la largeur moyenne (à la demi-profondeur) est estimée à 3 km, donnant un volume de 124,1 km³ (Table 12). Pour la vallée d'Azapa (Coupe B, Fig. 54), le volume érodé du segment C.C.-D.C. est estimé à 99,4 km³ et celui du segment Précordillère à 92,1 km³ (Table 12). Pour la vallée de Camarones, le volume érodé du segment C.C.-D.C. est estimé à 95,1 km³ et celui du segment Précordillère à 42,2 km³. Le volume érodé total des vallées principales qui traversent la Cordillère de la Côte, la Dépression Centrale et la Précordillère d'Arica, est donc estimé proche à 515 km³ (Table 12 ; Fig. 64). Pour comparer avec des surfaces en coupes obtenues, dans le segment N-S d'Arica (~70 km de longueur), ce volume représente une surface en coupe moyenne équivalent à 7,4 km².

Abrasion marine de la Cordillère de la Côte. Le volume de matériel érodé de la marge occidentale de la Cordillère de la Côte, par abrasion marine, et transporté vers l'Océan, n'a pas été calculé ici. Une estimation préliminaire de ce volume a été réalisée par Mortimer et Saric [1972] dans la Province de Tarapacá, à partir de considérations sur le volume de sédiments préservés dans la fosse. Pour le Néogène (Pliocène ?), ces auteurs ont proposé un volume total érodé à 3.400 km³. Si on considère une longueur N-S de 375 km pour toute la Province de Tarapacá, dans le segment N-S de 70 km d'Arica, le volume érodé est de 635 km³ (Fig. 64). Dans cette région, la surface en coupe moyenne de matériel érodé serait équivalent à ~9 km².

	MATÉRIEL NEOGENE ERODE					
	Avant-arc (après ~10 Ma)			Haute Cordillère Occidentale (après 22-18 Ma)		
	C. C. - D. C. **	Pré-Cordillère Occidentale	Subtotal (après ~10 Ma)	Chaînon de Belén (s.l.)	Anticlinal de Chiriguaya (s.l.)	Subtotal (après 22-18 Ma)
Surface manquante Coupe A (km ²)	34,69	41,35	76,04	46,35	22,22	68,57
Surface manquante Coupe B (km ²)	49,7	32,89	82,59	24,49	6,41	30,9
Surface manquante Coupe C (km ²)	59,43	16,88	76,31	8,95	15,81	24,76
Surface moyenne érodée (km ²)	47,94	30,37	78,31	26,6	14,81	41,41
Longueur N-S (km)	1,8 / 2 / 1,6	3 / 2,8 / 2,5		70	70	70
Volume Erodé (km ³)	62,4 / 99,4 / 95,1 total = 256,9	124,1 / 92,1 / 42,2 total = 258,4	515,3	1862	1036,7	2899

** Cordillère de la Côte et Dépression Centrale.

TABLE 12.— Volume de matériel néogène érodé dans la région d'Arica.

En conclusion, le matériel total érodé de la région d'Arica, après 22-18 Ma, représente une surface en coupe, moyenne, proche de 57,8 km², ce qui implique un volume proche de 4046,7 km³. 72% de ce volume total proviennent de la Cordillère Occidentale après 22-18 Ma, 15% proviennent de la marge ouest de la Cordillère de la Côte après ~10 Ma, et 13% proviennent de l'incision des vallées de l'avant-arc (C.C., D.C., Pc.) après ~10 Ma.

5- BILAN ÉROSION-SÉDIMENTATION AU NÉOGÈNE

Dans la Cordillère Occidentale d'Arica, l'Anticlinale de Churiguaya (s.l.), actif depuis ~22 Ma (chapitre Déformation), représente un soulèvement initial dont l'érosion est de 1036,7 km³. Le soulèvement du Chañon de Belén (s.l.) qui a commencé vers ~18 Ma (chapitre Déformation) a perdu 1862 km³ de matériel érodé. En fonction des âges relatifs des soulèvements dans la Cordillère Occidentale, la partie occidentale de l'érosion de l'Anticlinale de Churiguaya est partie vers l'Ouest avant ou pendant le soulèvement du Chañon de Belén. On peut supposer que la moitié des produits de l'érosion de l'Anticlinale de Churiguaya ont été transportés vers l'Est (Altiplano), i.e. 518,4 km³ (Fig. 64), tandis que l'autre moitié, ainsi que toute l'érosion du Chañon de Belén, a été transportée vers l'Ouest. Le volume érodé apporté vers l'Ouest de la Cordillère Occidentale est donc proche de 2380 km³.

Au Néogène, les sédiments conservés dans la région d'Arica représentent ~660 km³ ; ceux-ci ont été piégés dans les dépressions de Lauca et de Copaquilla (~180 km³) et dans la Dépression Centrale (~480 km³). Ainsi, le volume érodé, provenant de la Cordillère Occidentale, qui est parti vers l'Ouest au delà de la Dépression de Copaquilla est de 2200 km³ (Fig. 64) et celui qui est parti au delà de la région d'Arica, vers l'Océan Pacifique, est de 1720 km³. Le matériel érodé, provenant de l'incision des vallées dans l'avant-arc (515 km³) et de l'abrasion marine de la Cordillère de la Côte (635 km³), a été transporté vers l'Océan. En conséquence, pendant le Néogène, le volume total de matériel exporté de la région d'Arica est de 3388,4 km³ : 2870 km³ (85%) sont partis vers l'Ouest (Océan Pacifique), et 518,4 km³ (15%) sont partis vers l'Est (Altiplano Bolivien).

Le volume total de matériel érodé pendant le Néogène dans la région d'Arica, soit 4048 km³, représente à peu près six fois le volume total de matériel sédimenté, soit ~660 km³. Le bilan n'est donc pas équilibré : 84% du matériel total érodé est sorti du système et seuls 16% restants sont restés dans la région elle-même. Ceci montre clairement que, pendant le Néogène (après 22-18 Ma), la région d'Arica a été essentiellement soumise à l'érosion.

6- BILAN ÉROSION-SÉDIMENTATION À L'ÉOCÈNE TARDIF-OLIGOCÈNE

Pendant l'Éocène tardif-Oligocène (~35-23 Ma), les sédiments préservés dans la région d'Arica sont dans la Dépression Centrale (Formation Azapa), et ils représentent une surface en coupe moyenne de ~20 km².

Le volume de matériel érodé pendant l'Éocène tardif-

Oligocène, dans la région d'Arica, n'a pas été calculé directement ici. Une estimation indépendante de la surface érodée pendant l'Éocène tardif-Oligocène et le Néogène, est de 220 km² [Rochat *et al.*, 1999]. Pendant le Néogène, la surface en coupe totale érodée à Arica, est proche de 58 km² (chapitre 7.4). Ainsi, l'érosion éocène tardif-oligocène dans la région d'Arica serait de près de 162 km². Comme dans la Dépression Centrale existait sédimentation avec une provenance de l'Est et Nord-Est (paléo-courants dans la Formation Azapa), la région de la Cordillère Occidentale était la source de l'érosion (voir chap. Stratigraphie).

Dans l'Océan Pacifique, la surface en coupe des sédiments éocène-quaternaires préservés a été estimée à 215 km². Le matériel érodé au Néogène, exporté vers l'Océan, a un volume de 2954 km³, ce qui représente une surface en coupe moyenne proche de 42 km². Ainsi, les sédiments d'âge éocène-oligocène, préservés dans l'Océan Pacifique, ont une surface en coupe de l'ordre de 173 km².

Si le calcul d'érosion éocène-oligocène ci-dessus, de 162 km², est correct pour la proto-Cordillère Occidentale, le matériel total sédimenté à cette période, dans la Dépression Centrale d'Arica (20 km²) et dans l'Océan Pacifique (173 km²), est supérieur au matériel érodé. Ceci implique un bilan non équilibré ; 31 km² de surface en coupe de sédiments ont dû rentrer dans le système, depuis l'Est (Altiplano Bolivien).

7- SYNTHÈSE ET DISCUSSION À L'ÉCHELLE DE L'«ALTIPLANO»

Dans l'«Altiplano» des Andes Centrales (à 15-18°S), la surface en coupe totale de sédiments oligo-néogènes préservés a été estimée proche de 1340 km² et du matériel érodé, proche de 1510 km² [Rochat *et al.*, 1999]. Le matériel érodé provient principalement de la Cordillère Orientale (1290 km²), et les bassins majeurs qui ont piégé les sédiments correspondent au bassin d'avant-pays (269 km² ; 21%), à la zone sub-andine (288 km² ; 22%), à l'Altiplano (400-652 km² ; 31-50%) et au Bassin Arica dans l'Océan Pacifique (200 km² ; 15%) [Rochat *et al.*, 1999 ; Rochat, 2000].

Dans la région d'Arica, notre estimation de la surface en coupe de sédiments oligo-néogènes préservés est de 35 km², par rapport à 170 km², estimés par Rochat *et al.* [1999]. Ainsi, une estimation de la surface en coupe totale pour les Andes Centrales, de l'ordre de 1205 km², paraît plus réaliste.

D'après notre analyse des transferts de masses dans la région d'Arica, au Néogène (après 22-18 Ma), près de 84% du matériel total érodé (4048 km³) de la région ont été exportés ; les 16% restants sont restés piégés dans la région elle-même. Considérant tout le matériel qui a été exporté, près de 85% sont partis vers l'Ouest (Océan Pacifique), tandis que les 15% restants sont partis vers l'Est (Altiplano Bolivien). Ceci suggère qu'au Néogène la région d'Arica a été essentiellement soumise à l'érosion.

Pendant l'Éocène tardif-Oligocène, l'érosion de la région d'Arica a été concentrée dans une proto-Cordillère Occidentale ; sa surface en coupe a été estimée à 162 km². Vers l'Ouest, les sédiments d'âge éocène-oligocène, préservés dans la Dépression Centrale et dans l'Océan Paci-

fique, représentent une surface en coupe de 20 km² et de 173 km², respectivement. Vers l'Est, dans l'Altiplano Bolivien, les sédiments préservés, d'âge éocène-oligocène (~40-26 Ma), ont une surface en coupe de ~230 km² [Rochat, 2000]. A cette période (Eocène-Oligocène), la Cordillère Orientale n'était pas encore complètement soulevée, et les 3.000-5.000 m de sédiments (formations Tiahunacu, Berenguela et Turco) qui remplissaient le proto-Altiplano provenaient de l'Ouest, d'une proto-Cordillère Occidentale [Sempéré *et al.*, 1990 ; Lamb *et al.*, 1997 ; Sempéré *et al.*, 1997 ; Rochat, 2000 ; Horton *et al.*, 2001]. En conclusion, l'érosion éocène-oligocène de la proto-Cordillère Occidentale, estimée ici à 162 km², n'est pas suffisante pour expliquer la sédimentation, à cette époque, dans l'Altiplano (230 km²), dans l'Océan Pacifique (173 km²) et dans la Dépression Centrale d'Arica (20 km²). La différence de 261 km² (en surface de coupe) suggère

que l'érosion éocène-oligocène de la proto-Cordillère Occidentale a été plus importante que ce qu'on a estimé ici, et/ou que la Cordillère Orientale était déjà soulevée et apportait des matériaux érodés au proto-Altiplano vers l'Ouest.

Tout ceci montre que la région de la Cordillère Occidentale a été essentiellement soulevée et soumise à l'érosion, depuis au moins l'Eocène tardif, ce qui est très compatible avec les observations structurales et stratigraphiques dans l'Altiplano Bolivien et dans la région d'Arica. Par ailleurs, si nos estimations de volumes, et celles de Rochat *et al.* [1999], sont correctes, le matériel total érodé (>1510 km³) dans les Andes Centrales, pendant l'Oligo-Néogène, est bien supérieur au matériel total sédimenté (1205 km³). Ceci suggère qu'une partie des sédiments ait été transportée au delà du bassin d'avant-pays et/ou que les sédiments accumulés dans la fosse ont été subductés.

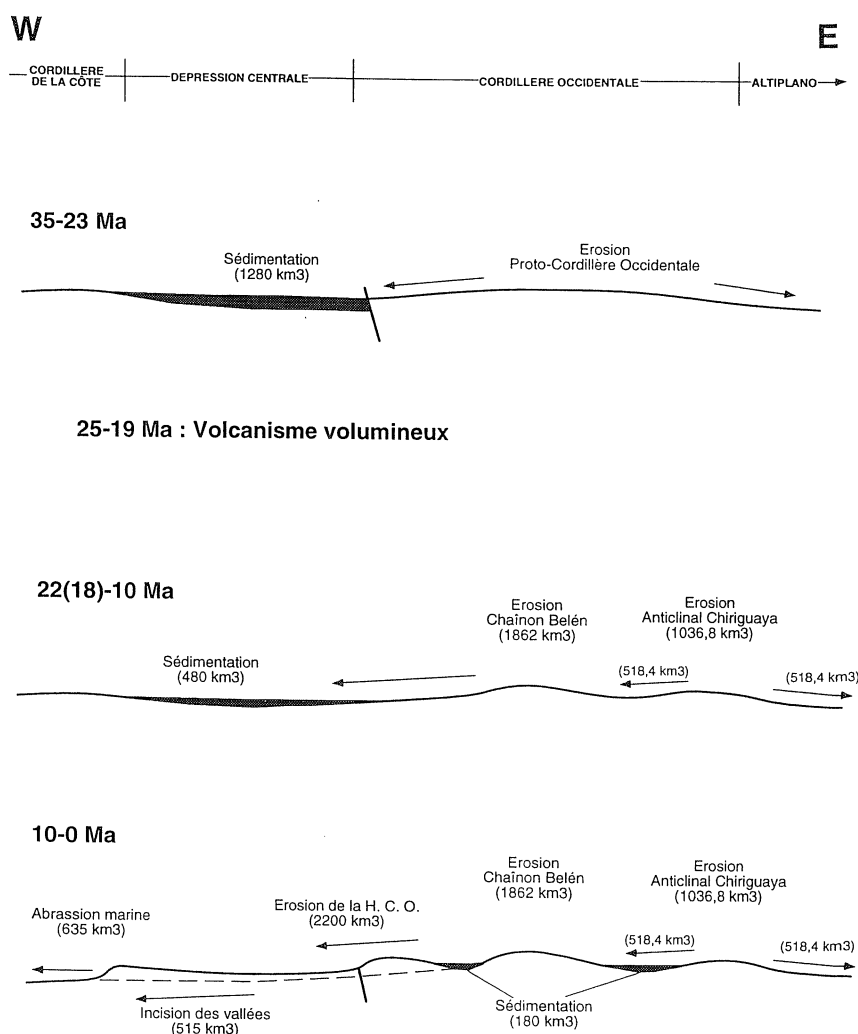


FIG. 64 – Schéma évolutif (sans échelle) des transferts de masse dans la région d'Arica

CONCLUSIONS GENERALES ET IMPLICATIONS

L'évolution géodynamique oligo-néogène de la région d'Arica est enregistrée au sein des séries volcaniques et sédimentaires. L'étude de ces séries sur trois transects régionaux (au 1:50.000), complétée par des données géomorphologiques, structurales, pétro-géochimiques, géochronologiques, indique que l'évolution peut être divisée en trois périodes majeures : l'Oligocène (~35-26 Ma), l'Oligocène tardif-Miocène précoce (25-19 Ma) et le Miocène-Quaternaire (18-0 Ma).

Pendant l'Oligocène (~35-26 Ma), une période de sédimentation molassique fluviale est enregistrée dans la Dépression Centrale d'Arica. Ces dépôts, atteignant jusqu'à 500 m de conglomérats et grès (Formation Azapa), recouvrent en discordance régionale une surface d'érosion peu accidentée, sculptée dans le substratum mésozoïque-paléocène. La granulométrie des dépôts diminue du Nord-Est vers le Sud-Ouest, et la direction moyenne des paléo-courants est à N220°. La Formation Azapa représente le remplissage d'une proto-Dépression Centrale dont les sédiments provenaient de l'érosion d'une proto-Cordillère Occidentale. L'absence de dépôts lacustres observés, à l'Ouest, implique que les eaux traversaient localement vers l'Ouest la Cordillère de la Côte. De même, l'absence d'intercalations volcaniques, de tufs distaux, suggère qu'aucun volcanisme volumineux n'existait dans la Cordillère Occidentale à cette époque.

Une déformation compressive oligocène est enregistrée dans la partie orientale de la Dépression Centrale (chevauchements d'Ausipar et de Taltape). Une activité probablement décrochante et/ou transtensive a intéressé, à l'Oligocène supérieur, la Cordillère Occidentale (Faille Nacientes Quebrada Belén).

Le cycle de l'Oligocène tardif-Miocène précoce (26-19 Ma) est caractéristique d'un grand volume de volcanisme effusif et explosif, lié à la formation de caldeiras. A l'Est, dans l'arc (Cordillère Occidentale), ce volcanisme est représenté par au maximum de 2.500 m d'andésites, de dacites et d'ignimbrites rhyolitiques, avec des intercalations alluviales et lacustres (Formation Lupica). Cette série repose en discordance sur le substratum précambrien-mésozoïque (CMB).

A l'Ouest, dans l'avant-arc (Dépression Centrale et Précordillère), cet épisode volcanique est représenté par au maximum 1.000 m d'ignimbrites rhyolitiques volumineuses, proximales à distales, d'extra-caldeira, intercalées avec des sédiments alluviaux et localement lacustres (Formation Oxaya). On reconnaît au moins sept unités ignimbritiques distinctes, que leur âge et leur composition permettent de corréler avec celles de la Formation Lupica.

Le volume total du volcanisme oligocène tardif-miocène précoce a été estimé à environ 15.000 km³. Cette période de volcanisme important est corrélée avec un fort taux de convergence au niveau de la subduction entre 26 et 20 Ma [Pardo-Casas et Molnar, 1987 ; Somoza, 1998]. Une sédimentation alluviale et colluviale, restreinte (<200 m d'épaisseur), est enregistrée dans des petits bassins oligo-miocènes de la Cordillère de la Côte.

Au cours de ce cycle oligocène tardif-miocène précoce, on ne note pas d'indices d'une activité tectonique importante. Seule, la partie est de la Cordillère Occidentale, montre des témoins d'une faible activité compressive à vergence Est (Anticlinal de Churiguaya et Monoclinale de Paquis) entre 22 et 19 Ma.

Le Miocène-Quaternaire (~18-0 Ma) est une période d'activité tectonique compressive importante, et d'un volcanisme et d'une sédimentation relativement modestes. Le volcanisme, développé principalement dans la Cordillère Occidentale, dans la même position que l'arc oligocène tardif-miocène précoce, présente un caractère principalement effusif de composition andésitique à dacitique, associé à la formation des stratovolcans, de séquences volcaniques stratifiées et de corps intrusifs mineurs. Les produits volcaniques forment un volume moyen de 3.000 km³. Dans les parties ouest et sud de la Cordillère Occidentale, des conglomérats fluviaux (Strates Joracane et formations Chucal et Huaylas), avec des intercalations alluviales, lacustres et volcaniques, et des séries volcaniques (formations Zapahuira et Macusa), tous miocènes, épais au total de 1.000 m, se sont déposés durant un régime de tectonique compressive. Dans le Bassin Lauca (Haute Cordillère), des sédiments alluviaux et lacustres, localement glaciaires, avec intercalations volcaniques, atteignant jusqu'à 150 m, se sont mis en place pendant le Pliocène-Pléistocène (5-1 Ma).

Dans la Dépression Centrale, la sédimentation fluviale et lacustre, miocène (entre 20 et 12 Ma), en provenance de la Cordillère Occidentale, est représentée par au maximum 350 m de grès, calcaires et graviers (Formation El Diablo). Les faciès lacustres des formations Oxaya et El Diablo inférieure, à l'Ouest de la Dépression Centrale, indiquent qu'au Miocène inférieur-moyen, les eaux provenant de l'Est, ne passait pas la barrière topographique de la côte. Cependant, la présence de dépôts alluviaux oligo-miocènes dans la Cordillère de la Côte, et les dépôts fluviaux de la Formation El Diablo supérieure suggèrent une connexion avec la mer au Miocène supérieur. Vers ~12 Ma, dans la partie occidentale de la région d'Arica (Cordillère de la Côte, Dépression Centrale et Précordillère), la sédimentation s'est arrêtée, une surface de pédimentation régionale s'est générée (sur le sommet de la Formation El Diablo). On observe ensuite une forte incision, de l'ordre de 1.000 m, concentrée dans quelques vallées. Cet événement est contemporain d'un changement climatique majeur, entre 15 et 10 Ma, lorsque s'installe, dans la région, le Désert d'Atacama [Miller *et al.*, 1987 ; Alpers et Brimhall, 1988 ; Sillitoe et McKee, 1996 ; Horton, 1999]. Pendant le Miocène supérieur-Quaternaire, la forte incision n'est pas expliquée seulement par une baisse du niveau eustatique, bien qu'une baisse de ce niveau, de près de 200 m, soit établie entre 14 et 11 Ma [Hardenbol *et al.*, 1998]. Elle implique également un soulèvement important, de l'ordre de 800 m, de tout l'ensemble occidental d'Arica. Ce soulèvement et l'abrasion marine ont été responsables du modelé de l'abrupt Escarpement Côtier.

La forte incision des vallées a produit des falaises prononcées qui ont facilité d'importants glissements gravitaires.

La déformation compressive miocène-quaternaire (~18-0 Ma), à vergence générale Ouest, est plus importante dans la partie ouest de la Cordillère Occidentale. Au Nord, le Système de Chevauchements de Putre-Belén, à vergence ouest, implique le socle. Le raccourcissement horizontal minimum atteint 6 à 7 km. La structure majeure correspond à un pli de rampe impliquant le socle (l'Anticlinal de Belén). À l'Ouest, des plis et des chevauchements frontaux (Copaquilla-Tignámar, Belén-Tignámar) se sont activés en séquence et sont associés à des séries syntectoniques. La déformation s'est essentiellement déroulée au Miocène (entre 18 et 5 Ma), avec des réactivations plio-quaternaires. La magnitude et l'âge de cette déformation permettent d'inférer un développement relativement rapide dans la région (à 0,54 km Ma).

Au Sud-Ouest de la Cordillère Occidentale, le Système de Chucal-Macusa a une vergence essentiellement Est ; le socle n'est pas porté à l'affleurement. Le raccourcissement minimum est de l'ordre de 6 km. Dans ce domaine, au niveau de l'Anticlinal de Chucal, des dépôts syn-plissement permettent de préciser que la déformation s'est développée au Miocène (entre ~18 et 5 Ma). Immédiatement à l'Ouest, le Chevauchement de Jorapilla, a fonctionné entre ~18 et 12 Ma. Plus au Sud-Ouest, les Plis de Macusa, à vergence Ouest, sont d'âge Miocène supérieur (11-7 Ma). Dans la partie est de la Cordillère Occidentale, l'Anticlinal de Churiguaya a continué son activité entre 19 et 7 Ma ; le raccourcissement total absorbé par ce pli, entre 22 et 7 Ma, est estimé à 1 km. Ainsi, l'ensemble de la Cordillère Occidentale, limité par deux systèmes compressifs divergents, a été soulevée selon un dispositif général de «pop-up».

Dans la Précordillère et la Dépression Centrale, la déformation est miocène supérieur-quaternaire (en partie post-Formation El Diablo, postérieur à 12 Ma) et représentée par des plis-flexures larges associés à des failles régionales subverticales aveugles qui impliquent le substratum. Cette déformation est contemporaine du soulèvement régional de l'ensemble occidental d'Arica. Les structures elles-mêmes produisent un soulèvement parfois important (< 850 m) et un raccourcissement horizontal faible (<100 m). Dans la Précordillère, le large Anticlinal d'Oxaya, engendré par le Chevauchement d'Ausipar dans sa bordure occidentale, s'est formé pendant le Miocène supérieur (11-10 Ma) au cours d'un événement relativement court. Le plissement a été suivi d'un méga-glissement gravitaire (Glissement de Lluta), localisés au pied de la Précordillère.

Dans la partie orientale de la Dépression Centrale, la structure majeure est la Flexure de Humayani, associé au Chevauchement de Taltape. Dans la Cordillère de la Côte et la partie occidentale de la Dépression Centrale, des failles verticales, de direction NE-SW, ont un mouvement mineur, décrochante, normal ou envers, pendant le Néogène en même temps que le soulèvement régional. Ce soulèvement de l'ensemble, à grande longueur d'onde, pourrait être expliqué par un système de chevauchement raides dans l'"offshore" d'Arica, selon une géométrie et

des déplacements analogues aux chevauchements d'Ausipar et de Taltape dans l'"onshore" (Fig. 65).

En synthèse, dans l'Altiplano occidental (région d'Arica et son "offshore"), le domaine de la Cordillère montre un style tectonique relativement tangentiel à vergence ouest, impliquant le socle, avec un raccourcissement minimum total de 7 km, et le domaine plus occidental (à l'Ouest de la Cordillère Occidentale), gouverné par un soulèvement régional important, est affecté par des chevauchements subverticaux dont le déplacement vertical est important mais le raccourcissement horizontal négligeable. Dans ce domaine occidental, la raideur et l'extension latérale des chevauchements permettent de les interpréter comme formés par la réactivation de décrochements anciens. Ceci est compatible avec deux grands systèmes décrochants du Mésozoïque-Paléogène (Système de Failles d'Atacama et Système de Failles de Domeyko), exposés au Sud d'Arica [Hervé, 1987a ; Scheuber et Andriessen, 1990 ; Scheuber *et al.*, 1994 ; Reutter *et al.*, 1991, 1996 ; Tomlinson et Blanco, 1997 ; Scheuber et González, 1999].

La région d'Arica est en situation particulière en plein dans l'axe de l'Orocline bolivien. Les structures néogènes ne montrent cependant ici aucune courbure qui pourrait être liée à un plissement oroclinal néogène.

L'étude pétro-géochimique du magmatisme oligo-néogène d'Arica montre que les roches sont principalement de composition intermédiaire et acide (52-79% de SiO₂), riches en K₂O (1,3-6%), et qu'elles appartiennent essentiellement à des séries calco-alcalines fortement potassique. Une légère augmentation relative du K au cours du temps est observée. Ces volcanites sont également de plus en plus enrichies en Ba, Ce, Rb, Sr, Zr, et Th. Les spectres multi-éléments montrent des anomalies en Nb, Ta et Ti, typiques des magmas orogéniques. Ces roches sont enrichies en Terres Rares Légères par rapport aux Terres Rares Lourdes. L'appauvrissement en HREE augmente au cours du temps. Ces caractéristiques géochimiques suggèrent (a) une participation, de plus en plus importante, des éléments lithophiles (de la croûte continentale) dans la genèse des magmas, (b) que le grenat a augmenté comme phase résiduelle dans la source (croûte inférieure), et (c) que le taux de fusion partielle dans la source mantélique a baissé. Une comparaison entre les andésites de l'Oligocène supérieur (26-22 Ma), étudiées ici, et celles du Quaternaire des Andes du Sud (SVZ à 33-36°S), montre de grandes similitudes. Ceci suggère que les magmas oligocènes d'Arica ont été émis sur une croûte continentale d'une épaisseur moyenne de 55±5 km.

Le bilan érosion-sédimentation oligo-néogène effectué dans la région d'Arica, et synthétisé à l'échelle de tout l'Altiplano, montre que la Cordillère Occidentale à cette latitude, a été essentiellement soulevée et soumise à l'érosion, au moins, depuis l'Eocène tardif.

Implications tectoniques à l'échelle de l'Altiplano

Les résultats obtenus dans la région d'Arica, et supposés au niveau de l'"offshore", permettent de préciser la structure à l'échelle crustale de l'Altiplano des Andes Centrales à 15-18°S.

Ces résultats sont reportés sur la Fig. 65 qui reprend la coupe équilibrée de Baby *et al.* [1997] et de Rochat *et al.* [1999 ; Fig. 3], en modifiant sa partie occidentale. Dans cette coupe, l'épaisseur crustale sous la Cordillère Orientale est de 65 ± 5 km [Dorbath *et al.*, 1993 ; Wigger *et al.*, 1994 ; Beck *et al.*, 1996 ; Swenson *et al.*, 2000] et sous la Cordillère Occidentale de 60 ± 10 [James, 1971 ; Cunningham *et al.*, 1986 ; Schmitz *et al.*, 1999 ; Masson *et al.*, 2000 ; Beaumont *et al.*, 2001, 2002]. Le "slab" plonge à 30° vers l'Est, et sous l'arc l'asthénosphère montre une forte remontée [Cahill et Isacks, 1992 ; Whitman *et al.*, 1992 ; 1996 ; Myers *et al.*, 1998 ; Beaumont *et al.*, 2000]. La coupe montre une différence remarquable entre les styles tectoniques des parties centro-orientale (arc et arrière-arc) et occidentale (avant-arc) des Andes Centrales (Fig. 65). Dans l'Altiplano centro-oriental, incluant la Haute Cordillère d'Arica, le raccourcissement horizontal oligo-néogène (205 km) est accommodé par un duplex crustal, à vergence générale Est, décollé à la base de la croûte [Baby *et al.*, 1997 ; Rochat *et al.*, 1999]. Dans la croûte supérieure, la déformation implique localement le socle, ou se propage tangentiellement dans la couverture paléozoïque.

Dans l'Altiplano occidental, on observe une tectonique compressive verticale, avec un raccourcissement horizontal presque nul. La différence en magnitude et vitesse de déformation, majeure dans les Andes centro-orientales, est aussi manifeste dans la déformation instantanée, mesurée par GPS, où la moitié de la convergence entre les plaques de Nazca et Sudaméricaine est absorbée dans la partie orientale de la plaque continentale [Norambuena *et al.*, 1998 ; Bevis *et al.*, 1999]. Ceci est également compatible avec la magnitude des rotations tectoniques néogènes, plus forte dans les Andes orientales (jusqu'à 25°) que dans les Andes occidentales [à moins de 5° ; Roperch *et al.*, 2000].

Dans la Cordillère Orientale, l'épaisseur crustale actuelle est de 65 ± 5 km [références ci-dessus] et celle pré-orogénique (vers 27 Ma) a été estimée à 35-40 km [Baby *et al.*, 1997 ; Rochat *et al.*, 1999 ; Fig. 65]. Ici, l'épaississement crustal oligo-néogène (post-27 Ma) est bien expliqué par un raccourcissement horizontal et un redoublement tectonique crustal [Isacks, 1988 ; Roeder, 1988 ; Sheffels, 1990 ; 1995 ; Wigger *et al.*, 1994 ; Schmitz, 1994 ; Allmendinger et Gubbels, 1996 ; Baby *et al.*, 1997 ; Okaya *et al.*, 1997 ; Jordan *et al.*, 1997 ; Lamb *et al.*, 1997 ; Giese *et al.*, 1999 ; Schmitz *et al.*, 1999 ; Rochat *et al.*, 1999].

Dans la Cordillère Occidentale, l'épaisseur crustale actuelle est de 60 ± 10 km [références ci-dessus] et celle anté-déformation a été assumée "normale" à 30-35 km [Baby *et al.*, 1997 ; Rochat *et al.*, 1999]. Ces auteurs ont proposé qu'ici, ainsi que dans l'avant-arc, l'épaississement crustal oligo-néogène soit expliqué essentiellement par un fort sous-plaquage de matériel issu de l'érosion tectonique au front de la plaque continentale (Fig. 3). D'après le bilan géométrique structural, le volume manquant, assimilé à ce matériel sous-plaqué, a été évalué (en surface de coupe) à près de 7.000 km², impliquant une érosion tectonique d'une marge continentale pré-oligocène de l'ordre

de 300 km de largeur [Rochat, 2000]. Une réévaluation de ce volume, à partir de données de von Huene et Lallemand [1990] et von Huene et Scholl [1991], montre une surface en coupe moindre (presque 7 fois inférieure ; voir ci-dessous)

Par ailleurs, dans les zones de subduction, l'arc magmatique est localisé sur la portion de la zone de Wadati-Benioff qui est entre 100 et 200 km de profondeur, au dessus de la zone d'échappement des volatils de la plaque subduite [Gill, 1981 ; Jarrard, 1986 ; Kirby *et al.*, 1996]. Une migration de cet arc indiquerait donc la présence d'érosion tectonique au front de la marge ou un changement de l'angle de subduction. En effet, dans les Andes Centrales, la migration de l'axe magmatique vers l'Est, pendant le Méso-Cénozoïque, a été utilisée pour démontrer l'existence d'érosion tectonique, en supposant que l'angle de subduction soit restée relativement constant [Rutland, 1971 ; Mpodozis et Ramos, 1989 ; von Huene et Scholl, 1991]. La distribution et la datation des différents arcs magmatiques, indiquent que l'érosion tectonique, et donc la migration de l'arc, sont de l'ordre de 150-250 km en ~200 Ma [eg. Hammerschmidt *et al.*, 1992 ; Scheuber *et al.*, 1994, 2000 ; Wörner *et al.*, 2000]. Or, pendant l'Oligo-Néogène (26-0 Ma), nos observations volcano-stratigraphiques dans la région d'Arica montrent que la position de l'arc volcanique n'a pas largement varié, suggérant qu'à cette époque l'érosion tectonique était peu importante, et donc incompatible avec une érosion de 300 km de marge. Enfin, des faciès marins datés à ~25 Ma [Huaman, 1985 ; Noble *et al.*, 1985], dans la Dépression Centrale du Sud de Pérou (région de Caraveli, à 16° S), 250 km au Nord d'Arica, suggèrent que l'avant arc pré-oligocène n'était pas très étendu vers l'Ouest. En conséquence, l'épaisseur crustale actuelle de l'Altiplano occidental doit être expliquée par d'autres processus que le sous-plaquage tectonique. Nous proposons les explications suivantes par ordre d'importance relative :

- *Présence d'une croûte épaisse.* L'épaisseur crustale anté-déformation (à ~27 Ma) est difficile à évaluer avec précision. Une déformation et un soulèvement importants de la proto-Cordillère Occidentale, à l'Eocène moyen-supérieur («Phase Incaïque», ~45-35 Ma), est bien enregistrée au Nord du Chili et au Sud du Pérou [Mégard, 1984 ; Sébrier *et al.*, 1988 ; Reuter *et al.*, 1996 ; Tomlinson et Blanco, 1997]. Pendant l'Eocène-Oligocène (~40-30 Ma), le proto-Altiplano Bolivien a été rempli par un volume important de sédiments provenant de l'Ouest, de l'érosion d'une proto-Cordillère Occidentale soulevée [Sempéré *et al.*, 1990 ; Lamb *et al.*, 1997 ; Sempéré *et al.*, 1997 ; Rochat, 2000 ; Horton *et al.*, 2001]. A Arica, l'analyse pétro-géochimique du magmatisme suggère qu'à l'Oligocène supérieur (26-22 Ma) la croûte continentale sous l'arc avait une épaisseur moyenne de l'ordre de 50-60 km. D'autre part, les évidences géologiques suivantes montrent qu'à l'Eocène tardif-Oligocène précoce (40-26 Ma) la croûte avait une épaisseur crustale supérieure à l'épaisseur «normale» (30-35 km), associée à une région soulevée : (a) l'activité oligocène des chevauchements à vergence ouest dans la bordure ouest de la Précordillère,

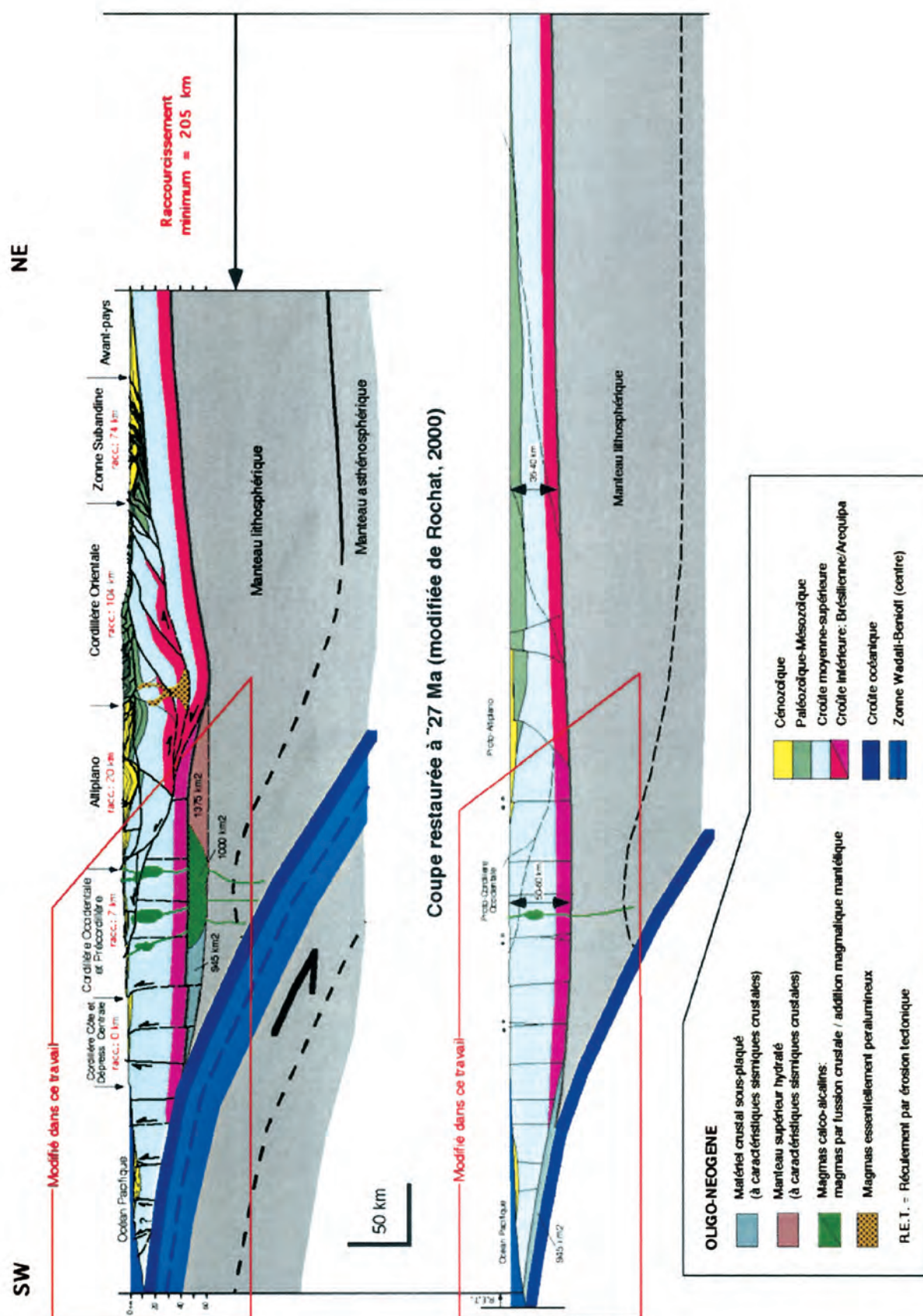


Fig. 65 – Coupe crustale équilibrée de l'Altiplano des Andes Centrales à 15°-18°S et restauration à l'Oligocène supérieur (env. 27 Ma).

Modifié d'après Rochat *et al.* [1999] et Rochat [2000]. Localisation sur la Fig. 2. Le bilan géométrique implique que dans la partie orientale de la coupe, l'épaississement crustal oligo-néogène peut s'expliquer par des redoublements tectoniques, tandis que dans la partie occidentale, cet épaississement doit s'expliquer par une combinaison d'autres processus.

(b) le volume important de matériel érodé à l'Oligocène dans la proto-Cordillère Occidentale (bilan érosion-sédimentation), (c) la sédimentation fluviale (sans intercalations marines), à cette époque, dans la Dépression Centrale (Formation Azapa) avec une provenance de la même proto-Cordillère Occidentale soulevée, et (d) le fait que dans la Haute Cordillère, l'Oligocène supérieur repose directement sur un socle précambrien-mésozoïque exhumé. En conclusion, on propose qu'à l'Oligocène supérieur (~27 Ma) la région de la Cordillère Occidentale était relativement soulevée (probablement à 3.000-4.000 m.s.n.m) et que la croûte continentale avait à cette époque une épaisseur moyenne de l'ordre de 50-55 km (Fig. 65).

- *Addition magmatique.* A partir des volumes de roches volcaniques oligo-néogènes exposés dans la région d'Arica, on peut tenter d'estimer le volume équivalent de roches intrusives resté dans la croûte sous l'arc. L'estimation du volume de nouvelle croûte continentale, doit prendre en compte seulement le volume de magma issu du manteau, et pas les magmas formés par fusion crustale. Dans les Andes Centrales, (a) pour les laves de composition intermédiaire, formées principalement par cristallisation fractionnée, deux bilans ont été proposés. D'après l'étude volumétrique et compositionnelle, Francis et Hawkesworth [1994] ont suggéré que les andésites émises représentent près de 40% du volume de magmas issus du manteau. A partir de calculs et d'équations physico-chimiques, Aitchison *et al.* [1993] et Aitchison et Forrest [1994] ont proposé que seulement 10-15% du magma mantélique arrive en surface sous forme de magmas andésitiques. Ainsi, en moyenne, le volume de magma de composition intermédiaire émis, formé par fractionnement, ne représenterait que 25% des magmas générés par fusion du manteau. (b) Pour les ignimbrites rhyolitiques, si on assume qu'elles sont générées seulement par cristallisation fractionnée, les magmas rhyolitiques émis représentent moins de 20% du volume de magma mantélique [e.g. Davidson *et al.*, 1988]. Si on assume qu'elles sont générées uniquement par fusion crustale, le volume émis représente 50-65% du volume total de magma issu du manteau et nécessaire pour la fusion [Huppert et Sparks, 1988 ; Johnson, 1991]. On peut donc admettre, très approximativement, que pour les rhyolites, le matériel émis correspond à 40% (entre 20 et 50-65%) du matériel total généré en profondeur.

La surface en coupe totale de volcanites oligo-miocènes d'Arica, est proche de 215 km² (115 km² de laves intermédiaires et 100 km² de rhyolites) et celle des laves intermédiaires miocènes-quaternaires est de 35 km². Ainsi, la surface en coupe d'intrusifs additionnée à la croûte, par cristallisation de magmas issus du manteau, est proche de 600 km². Si on considère que l'arc d'Arica représente à peu près 60% de la largeur totale des Andes Centrales à cette latitude, la contribution magmatique (en surface de coupe), pendant l'Oligo-Néogène (27-0 Ma), peut être estimée à 1.000 km² (Fig. 65). Cette valeur représente donc près de 10% de la surface en coupe totale actuelle sous l'arc et l'avant-arc de l'Altiplano. Au Sud d'Arica (à 21-22°S), Francis et Hawkesworth [1994] ont calculé, de façon indépendante, un taux moyen d'addition magmatique

minimum de 13 km²/Ma (en surface de coupe), essentiellement représentatif pour les derniers 10 Ma. En extrapolant ce taux moyen, la contribution magmatique minimale à la croûte pour les derniers 27 Ma peut être donc estimée à 350 km². Cette valeur est plus faible que celle calculée pour la région d'Arica, mais dans cette dernière région, l'activité magmatique oligo-miocène (27-18 Ma) est plus importante qu'à 21-22°S.

- *Sous-plaquage par érosion tectonique.* Le taux d'érosion tectonique de la marge sud-péruvienne/nord-chilienne a été calculé, à partir de données sismiques et paléontologiques, entre 24 et 46 km³/Ma par km de longueur de marge [von Huene et Lallemand, 1990 ; von Huene et Scholl, 1991]. Assumant un taux moyen de 35 km³/Ma/km et que tout le matériel érodé du front de la marge soit sous-plaqué, la surface en coupe additionnée à la croûte par sous-plaquage, sous l'arc et l'avant-arc des Andes Centrales pendant les derniers 27 Ma, serait proche de 945 km² (Fig. 65). Si ce matériel est réparti de façon homogène sur le front de la marge, le recul de la plaque continentale vers l'Est, par ce phénomène, est estimé à 12 km.

- *Hydratation du manteau.* Giese *et al.* [1999] et Schmitz *et al.* [1999] ont récemment proposé que sous l'arc et l'avant-arc des Andes Centrales à 21°S, une partie de l'épaississement crustal puisse être expliqué par le phénomène d'hydratation du manteau supérieur. Cela impliquerait qu'une partie du matériel considéré comme crustal par la sismique, correspondrait en fait à du manteau hydraté ; dans ce modèle, le Moho observé doit être réinterprété comme un contact entre manteau vrai et manteau hydraté. La surface en coupe de ce manteau hydraté a été calculée à 2700 ± 450 km² (15-20% de la croûte) [Giese *et al.*, 1999]. Dans la région d'Arica, d'après le bilan structural, magmatique et du sous-plaquage, la surface en coupe manquante, assimilée à du manteau hydraté, est calculée en 1375 km² (Fig. 65). Cette valeur est inférieure à celle estimée à 21°S, mais elle reste dans le même ordre de grandeur.

- *Raccourcissement tectonique horizontal.* La contribution du raccourcissement Néogène (après 22-18 Ma) à l'épaississement crustal de l'Altiplano occidental, est négligeable, et plus importante dans l'arc (Cordillère Occidentale). Ce raccourcissement, en moyenne de 7 km, implique une surface en coupe soulevée proche de 56 km², équivalente donc à l'épaississement crustal superficiel. En profondeur, l'épaississement crustal est lié au redoublement tectonique sous l'Altiplano centro-oriental.

Tout ceci implique que l'épaississement crustal oligo-néogène (27-0 Ma) de la partie occidentale de l'Altiplano ait été relativement lent par rapport à celui de l'Altiplano oriental. L'épaisseur de la croûte a augmenté depuis approximativement 55 km (altitude moyenne de 3.500 m) jusqu'à 60 km (altitude moyenne de 5000 m). L'épaississement occidental, à la différence de l'Altiplano oriental, est lié non seulement à des processus tectoniques mais aussi à des processus de sous-plaquage par érosion tectonique, d'addition magmatique et d'hydratation du manteau.

REFERENCES

- AGUIRRE E. (1990).— Geología del Complejo Volcánico Choquelimpie-Ajoya, Altiplano de Arica, I Región. *Memoria de Título*. Dpto. de Geología, U. de Chile, 150 p.
- AITCHESON S., FORREST A. & ENTENMANN J. (1993).— Recharge-Assimilation-Fractionation-Tapping ("RAFT") processes and magma enrichment in the Central Andes. *Second I.S.A.G.*, Oxford (UK), 327-330.
- AITCHESON S.J. & FORREST H. (1994).— Quantification of crustal contamination in open magmatic systems. *Journal Petrology*, 35, 461-488.
- ALEMAN A. & RAMOS V. (2000).— Northern Andes. In Cordani *et al.* (eds.), "Tectonic evolution of South America", 453-480. *31° International Geological Congress*, Rio de Janeiro (Brazil).
- ALLMENDINGER R. & GUBBELS T. (1996).— Pure and simple shear plateau uplift, Altiplano-Puna, Argentina and Bolivia. *Tectonophysics*, 259, 1-13.
- ALPERS C. & BRIMHALL G. (1988).— Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, northern Chile: Evidence from supergene mineralization at La Escondida. *G.S.A. Bulletin*, 100, 1640-1656.
- ARMUJO R. & THIELE R. (1990).— Active faulting in Northern Chile: ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 98, 40-61.
- AUDEBAUD E., CAPDEVILA R., DALMAYRAC B., DEBELMAS J., LAUBACHER G., LEFÈVRE C., MAROCCO R., MARTÍNEZ C., MATTAUER M., MÉGARD F., PAREDES J. & TOMASI P. (1973).— Les traits géologiques essentiels des Andes centrales (Pérou-Bolivie). *Rev. de Géographie Physique et de Géologie Dynamique* (2), 15, 73-114.
- AVILA-SALINAS W. (1991).— Petrologic and tectonic evolution of the Cenozoic volcanism in the Bolivian western Andes. In Harmon R. S. and Rapela C. W. (eds.) "Andean magmatism and its tectonic setting". *Geological Soc. America, Sp. Paper*, 265, 245-257.
- AVILA-SALINAS W. (1994).— Tectonica y Petrologia del Macizo Volcánico de Carangas. *Memorias XI Congreso Geológico de Bolivia*, Santa Cruz, 1-15.
- BABY P., ROCHAT PH., HÉRAIL G. & MASCLÉ G. (1997).— Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes. *Geology*, 25, 883-886.
- BAKER M.C.W. & FRANCIS P.H. (1978).— Upper Cenozoic volcanism in the Central Andes: Ages and volumes. *Earth and Planetary Science Letters*, 41, 175-187.
- BARREIRO B. & CLARK A. (1984).— Lead isotopic evidence for evolutionary changes in magma-crust interaction, Central Andes, southern Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, 69, 30-42.
- BARRAGAN R., GEIST D., HALL M., LARSON P. & KURZ M. (1998).— Subduction controls on the compositions of lavas from the Ecuadorian Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 154, 153-166.
- BASEI M. A., CHARRIER R. & HERVÉ F. (1996).— New ages (U-Pb, Rb-Sr, K-Ar) from supposed pre-cambrian units in northern Chile: Some geotectonic implications. *Third I.S.A.G.*, Saint Malo, France, 763-766.
- BAUMONT D., PAUL A., ZANDT, G. & BECK S.L. (2001).— Inversion of Pn travel times for lateral variations of Moho geometry beneath the Central Andes and comparison with the receiver functions. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1663-1667.
- BAUMONT D., PAUL A., BECK S., ZANDT G. & PEDERSEN H. (2002).— Lithospheric structure of the Central Andes based on the surface wave dispersion. Submitted to J. G. R.
- BEBOUT G., SCHOLL D., KIRBY S. & PLATT J. (1996).— Subduction: top to bottom. *AGU Books Board* (Washington). 383 p.
- BECK S., ZANDT G., MYERS S., WALLACE T., SILVER P. & DRAKE L. (1996).— Crustal thickness variations in the Central Andes. *Geology*, 24, 407-410.
- BENJAMIN M., JOHNSON N. & NAESER CH. (1987).— Recent rapid uplift in the Bolivian Andes: Evidence from fission-tracks dating. *Geology*, 15, 680-683.
- BELLÓN H. & LEFÈVRE C. (1976).— Données géochronométriques sur le volcanisme andin dans le sud du Pérou. Implications volcanotectoniques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 283, 1-4.
- BEVIS M., KENDRICK E., SMALLEY R., HERRING T., GODOY J. & GALBAN F. (1999).— Crustal motion north and south of the Arica Deflection: Comparing recent geodetic results from the Central Andes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, V. 1, paper number 1999GC000011, December.
- BILLITON-SENAGEOMIN (1996).— Estudio geológico-volcanológico preliminar de los prospectos Vilañumani y Padre Jiguata (Altiplano de Arica). Inédito. M. Gardeweg. 51 p.
- BOILEY M., LUDDEN J.N. & BROOKS C. (1990).— Geochemical constraints on the magmatic evolution of the pre- and post-Oligocene volcanic suites of southern Peru: Implications for the tectonic evolution of Central Volcanic Zone. *Geol. Soc. America Bulletin*, 102, 1565-1579.
- BONDESIO P. (1986).— Lista sistemática de los vertebrados terrestres del Cenozoico de Argentina. In *IV Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía* (Mendoza), 2, 187-190.
- BRÜGGEN J. (1950).— Fundamentos de la Geología de Chile. Instituto Geográfico Militar (Chile). 374 p.
- CABANIS B. & LECOLLE M. (1989).— Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, 2023-2029.
- CAHILL T. & ISACKS B. (1992).— Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *J. Geophys. Res.*, 97, 17503-17529.
- CANDE S. & KENT D. (1995).— Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, 100, 6093-6096.
- CARLIER G., LORAND J-P., BONHOMME M. & CARLOTTO V. (1996).— A reappraisal of the Cenozoic inner arc magmatism in Southern Peru: consequences for the evolution of the central Andes for the past 50 Ma. *Third I.S.A.G.*, Saint Malo (France), 551-554.
- CECIONI G. & GARCÍA F. (1960).— Observaciones geológicas en la Cordillera de la Costa de Tarapacá. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín*, 6, 28 p.
- CHARRIER R. (1993).— Ciencias de la Tierra y Recursos Mineros y Energéticos en el Altiplano Chileno. *II Simposio Internacional de Estudios Altiplánicos*, Arica, Chile, 5-14.
- CHARRIER R., MUÑOZ N. & PALMA-HELDT S. (1994)a.— Edad y contenido paleoflorístico de la Formación Chucal y condiciones paleoclimáticas para el Oligoceno Tardío-Mioceno Inferior en el Altiplano de Arica, Chile. *Actas VII Congreso Geológico Chileno*, Concepción, 434-437.
- CHARRIER R., MUÑOZ N., WYSS A., FLYNN J. & HÉRAIL G. (1994)b.— Hallazgo de un húmero de Toxodonte (Mamalia) en la Formación Chucal (Oligoceno tardío-Mioceno Inferior), en el Altiplano de Arica, Chile. *Actas VII Congreso Geológico Chileno*, Concepción, 430-433.
- CHARRIER R., HÉRAIL G., FLYNN J., RIQUELME R., GARCÍA M., CROFT D. & WYSS A. (1999).— Opposite thrust-vergencies in the Precordillera and western Cordillera in Northern Chile and structurally linked cenozoic paleoenvironmental evolution. *Fourth I.S.A.G.*, Goettingen (Germany), 155-158.
- CLARK A., FARRAR E., KONTAK D., LANGRIDGE R., ARENAS M., FRANCE L., MCBRIDE S., WOODMAN P., WASTENEYS H., SANDEMAN H. & ARCHIBALD D. (1990).— Geologic and geochronologic constraints on the metallogenic evolution of the Andes of southeastern Peru. *Econ. Geol.*, 85, 1520-1583.
- CLAVERO J., SPARKS S. & GARDEWEG M. (2000).— The Parinacota Debris Avalanche, Central Andes of northern Chile. *IAVCEI, General Assembly*, Bali (Indonesia), 229.

- COMTE D., DORBATH L., PAEDO M., MONFRET T., HAESSLER H., RIVERA L. FROGNEUX M., GLASS B. & MENESES C. (1999).— A double-layered seismic zone in Arica, Northern Chile. *Geophysical Research Letters*, 26, 1965-1968.
- COULBOURN W. (1981).— Tectonics of the Nazca plate and the continental margin of western South America, 18°S to 23°S. *Geol. Soc. America Memoir*, 154, 587-618.
- CUNNINGHAM P., ROECKER S. & HATZFELD D. (1986).— Three-dimensional P and S wave velocity structures of southern Peru and their tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, 91, 9517-9532.
- CROUCH T. (1983).— Apatite fission-track dating of erosion in the eastern Andes, Bolivia. *Earth Planetary Science Letters*, 64, 396-397.
- DAHLSTROM C. D. A. (1969).— Balanced cross sections. *Can. J. Earth Sci.*, 6, 743-757.
- Damm K., Pichowiak S., Harmon R., Todt W., Kelley S., Omarini R. & Niemeyer H. (1990).— Pre-Mesozoic evolution of the central Andes; The basement revisited. *Geol. Soc. America Sp. Paper*, 241, 101-126.
- DALZIEL I. & FORSYTHE R.D. (1985).— Andean evolution and the terrane concept. Houston, Texas, Circum-Pacific council for Energy and Minerals Resources. *Earth Science Series*, 1, 565-581.
- DAVIDSON J. & DE SILVA S. (1995).— Late Cenozoic magmatism of the Bolivia Altiplano. *Contr. Mineral. Petrol.*, 119, 387-408.
- DAVIDSON J., McMILLAN N., MOORBATH S., WÖRNER G., HARMOR R. & LOPEZ-ESCOBAR L. (1990).— The Nevados de Payachata volcanic region (18°S/69°W, N. Chile). II. Evidence for widespread crustal involvement in andean magmatism. *Contr. Mineral. Petrol.*, 105, 412-432.
- DEMETS C., GORDON R.G., ARGUS D.F. & STEIN S. (1990).— Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 101, 425-478.
- DORBATH C., GRANET M., POUPINET G. & MARTINEZ C. (1993).— A Teleseismic study of the Altiplano and the Eastern Cordillera in the Northern Bolivia: New constraints on a lithospheric model. *J. Geoph. Research*, 98, 9825-9844.
- DOUGLAS J. A. (1914).— Geological sections through the Andes of Perú and Bolivia. 1- from the coast of Arica in the North Chile to the La Paz and the Bolivian «yungas». *Quart. Journal. Geol. Soc.*, 70, London.
- DRUITT T. H. & SPARKS S. (1984).— On the formation of calderas during ignimbrite eruption *Nature*, 310, 679-681.
- ELGUETA S., CHARRIER R., AGUIRRE R., KIEFFER G. & VATIN-PERIGNON N. (1999).— Volcanogenic sedimentation model for the Miocene Farellones formation, Andean Cordillera, Central Chile. *Fourth I.S.A.G.*, Goettingen (Germany), 228-231.
- ELLIOT D. (1976).— The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A283, 289-312.
- EVERNDEN J., KRIS S. & CHERRONI C. (1977).— Potassium-Argon ages of some Bolivian rocks. *Econ. Geology*, 72, 1042-1061.
- FLYNN J. & SWISHER C. (1995).— Cenozoic South American Land Mammal ages: correlation to global geochronologies. *SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication*, 54, 317-333.
- FLYNN J., CHARRIER R., HÉRAIL G., CROFT D. & WYSS A. (1999).— The first Cenozoic mammal fauna from the Chilean Altiplano. Conferencia (simposio) sobre paleontología de vertebrados, La Paz, 1 p.
- FOLK R. (1959).— Practical petrographical classification of limestones. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 43, 1-38.
- FOLK R.L., ANDREWS P.B. & LEWIS D.W. (1970).— Detrital sedimentary rocks classification and nomenclature for use in New Zeland. *New Zeland J. Geol. Geoph.*, 13, 937-968.
- FORNARI M., ESPINOZA F., BALDELLON E. & SOLER P. (1996).— Late Oligocene-Early Miocene alkaline magmatism in the central Altiplano of Bolivia. *Third I.S.A.G.*, Saint Malo (France), 567-570.
- FRANCIS P.W. & HAWKESWORTH C.J. (1994).— Late Cenozoic rates of magmatic activity in the Central Andes and their relationships to continental crust formation and thickening. *J. Geol. Soc. London*, 151, 845-854.
- FUENZALIDA H. (1966).— Clima. *In Geografía Económica de Chile* (texto refundido), Editorial Universitaria, 98-152, Santiago.
- GAJARDO A., CARRASCO R. & LÓPEZ M.C. (1997).— Recursos no metálicos de la Región de Tarapacá. *Servicio Nacional de geología y Minería. Informe registrado*, IR-97-12, 347 p., Santiago, Chile.
- GALLI C. (1967).— Pediplain in Northern Chile and the Andean uplift. *Science*, 158, 653-655.
- GALLI C. & DINGMAN R. (1962).— Cuadrángulos Pica, Alca, Matilla y Chacarilla, con un estudio de aguas subterráneas; Provincia de Tarapacá. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile*, 3, N° 2, 3, 4 y 5, 125 p.
- GAMBLE B.M., RATTÉ J.C., CARRASCO R., SORIA-ESCALANTE E. & MCKEE E.H. (1992).— Todos Santos District: in Geology and Mineral resources of the Altiplano and Cordillera Occidental, Bolivia. *U.S. Geol. Survey Bull.*, 1975, 136-143.
- GANSSEER A. (1973).— Facts and theories on the Andes. *J. Geol. Soc. London*, 129, 93-131.
- GARCÍA M., 1996. Geología y estructura del borde del Altiplano occidental, en el área de Belén (Chile). Tesis de Magister y Memoria de Título. Depto. de Geología, U. de Chile, 111 p.
- GARCÍA M., 1997. Le volcanisme calco-alcalin oligo-miocène des Andes centrales (Nord du Chili : implications sur l'orogénèse andine.. DEA UJF-Grenoble, 35 p.
- GARCÍA M., HÉRAIL G., CHARRIER R. (1996).— The cenozoic forearc evolution in northern Chile: The western border Altiplano of Belén (Chile). *Third I.S.A.G.*, Saint Malo (France), 359-362.
- GARCÍA M., HÉRAIL G., CHARRIER R. (1999)a.— Age and structure of the Oxaya Anticline, a major feature of the Miocene compressive structures of northernmost Chile. *Fourth I.S.A.G.*, Göttingen (Germany), 249-252.
- GARCÍA M., HÉRAIL G. & GARDEWEG M. (1999)b.— Oligo-Miocene ignimbritic volcanism of northern Chile (Arica region): stratigraphy and geochronology. *Fourth I.S.A.G.*, Göttingen (Germany), 253-258.
- GARCÍA M., GARDEWEG M., HÉRAIL G. & PÉREZ DE ARCE C. (2000).— La Ignimbrita Oxaya y la Caldera Lauca : un evento explosivo de gran volumen del Mioceno Inferior en la región de Arica (Andes Centrales ; 18-19° S). *Actas IX Congreso Geológico Chileno*, Puerto Varas, 2, 286-290.
- GARCÍA M., GARDEWEG M., CLAVERO J. & HÉRAIL G. (2002).— Geología de la Hoja Arica. Región de Tarapacá. Carta Geológica de Chile. SERNAGEOMIN, escala 1:250.000, Santiago. En edición.
- GAUPP R., KÖTT A. & WÖRNER G. (1999).— Paleoclimatic implications of Mio-Pliocene sedimentation in the high-altitude intra-arc Lauca Basin of northern Chile. *Paleogeography Paleoclimatology Paleoecology*, 151, 79-100.
- GIESE P., SCHEUBER E., SCHILLING F., SCHMITZ M. & WIGGER P. (1999).— Crustal thickening processes in the Central Andes and the different natures of the Moho-discontinuity. *Journal South American Earth Sciences*, 12, 201-220.
- GILL J. B. (1981).— Orogenic andesites and plate tectonics, 390 p. Springer, Berlin.
- GONZÁLEZ G. & CARRIZO D. (2000).— Caracterización cinemática de la deformación pliocena del Sistema de Falla de Atacama, inmediaciones del Salar del Carmen, Norte de Chile. *Actas IX Congreso Geológico Chileno*, Puerto Varas, 578-582.
- GUBBELS T., ISACKS B. & FARRAR E. (1993).— High-level surfaces, plateau uplift, and foreland development, Bolivian Central Andes. *Geology*, 21, 695-698.
- HAMMERSCHMIDT K., DÖBEL R. & FRIEDRICHSEN H. (1992).— Implication of Ar-Ar dating of Early Tertiary volcanic rocks from the north-Chilean Precordillera. *Tectonophysics*, 202, 55-81.
- HARDENBOL J., THIERRY J., FARLEY M., JACQUIN T., GRACIANSKY P. & VIAL P. (1998).— Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Chart. *SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication N° 60*.

- HARMON R., BARREIRO B.A., MOORBATH S., HOEFS J., FRANCIS P.W., THORPE R.S., DÉRUELLE B., MCHUGH J. & VIGLINO J.A. (1984).— Regional O-, Sr-, and Pb-isotope relationships in the late Cenozoic calc-alkaline lavas of the Andean Cordillera. *J. Geol. Soc. London*, 141, 803-822.
- HENRIQUEZ H. (1963).— Reconocimiento geológico en el extremo Norte del Departamento de Arica. Memoria de Título, Dpto. de Geología, U. de Chile, 56 p.
- HÉRAIL G. & RIQUELME R. (1997).— Estructuras de crecimiento sinsedimentario y de reactivación tectónica cenozoicas en la región de Chucal (Altiplano de Chile). Implicaciones tectónicas. *Actas VIII Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta, 90-94.
- HÉRAIL G., SOLER P., BONHOMME M. & LIZECA L. (1993).— Évolution géodynamique de la transition entre l'Altiplano et la Cordillère Orientale au Nord d'Oruro (Bolivie): Implications sur le déroulement de l'orogène andine. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 317, 515-522.
- HÉRAIL G., OLLER J., BABY P., BONHOMME M. & SOLER P. (1996).— Strike-slip faulting, thrusting and related basins in Cenozoic evolution of the southern branch of the Bolivian Orocline. *Tectonophysics*, 259, 201-212.
- HERVÉ M. (1987)a.— Movimiento sinistral en el Cretácico Inferior de la Zona de Falla de Atacama al norte de Paposos (24°S), Chile. *Revista Geológica de Chile*, 31, 37-42.
- HERVÉ M. (1987)b.— Movimiento normal de la Falla Paposos, Zona de Falla Atacama, en el Mioceno, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 31, 31-36.
- HILDRETH W. & MOORBATH S. (1988).— Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contr. Mineral. Petrol.*, 98, 455-489.
- HORTON B. (1999).— Erosional control on the geometry and kinematics of thrust belt development in the Central Andes. *Tectonics*, 18, 1292-1304.
- HORTON B., HAMPTON B. & WAANDERS G. (2001).— Paleogene synorogenic sedimentation in the Altiplano plateau and implications for initial mountain building in the central Andes. *Geol. Soc. America Bull.*, 113, 1387-1400.
- HOWARD A., DIETRICH W. & SEIDL M. (1994).— Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *J. Geoph. Research*, V. 99, p. 13.971-13.986.
- HUAMAN D. (1985).— Evolution tectonique cénozoïque et néotectonique du Piémont Pacifique dans la région d'Arequipa (Andes du Sud Pérou). Thèse de Doctorat, Université de Paris-Sud (Centre d'Orsay), 219 p.
- HUETE C., MAKSAEV V., MOSCOSO R., ULRIKSEN C. & VERGARA H. (1977).— Antecedentes geocronológicos de rocas intrusivas y volcánicas en la Cordillera de los Andes comprendida entre la Sierra de Moreno y el Río Loa, y los 21° y 22° lat. Sur, II Región, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 4, 35-41.
- HUPPERT H.E. & SPARKS R.S. (1988).— The generation of granite by intrusion of basalt into the crust. *J. Petrology*, 29, 599-624.
- IBETSBERGER H.J. (1996).— The Tsergo Ri Landslide: an uncommon area of high morphologic activity in the Langthang valley, Nepal. *Tectonophysics*, 260, 85-93.
- INTROCASO A., PACINO M.C. & FRAGA H. (1992).— Gravity, isostasy and Andean crustal shortening between latitudes 30 and 35°S. *Tectonophysics*, 205, 31-48.
- INTROCASO A., PACINO M.C. & GUSPI F. (1996).— The Argentina-Chile Andes. Crustal thicknesses, isostasy, shortening and anomaly prediction from gravity studies. *Third I.S.A.G.*, Saint Malo (France), 63-66.
- ISACKS B. (1988).— Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian Orocline. *J. Geoph. Research*, 93, 3211-3231.
- JAMES D. (1971)a.— Plate tectonic plate for the evolution of the Central Andes. *Geol. Soc. America Bull.*, 82, 3325-3346.
- JAMES D. (1971)b.— Andean crust and upper mantle structure. *J. Geoph. Research*, 76, 3246-3271.
- JAMISON W. (1987).— Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *J. Structural Geology*, 9, 207-219.
- JARRARD R.D. (1986).— Relations among subduction parameters. *Rev. Geophysics*, 24, 217-284.
- JIMENEZ N., BARRERA L., FLORES O., LIZECA J.L., MURILLO F., SANJINÉS O., HARDYMAN R., TOSDAL R. & WALLACE A. (1993).— Magmatic evolution of the Berengela-Charaña region northwestern Altiplano, Bolivia. *Second ISAG*, Oxford (UK), 377-380.
- JOHNSON C.M. (1991).— Large scale crust formation and lithosphere modification beneath middle to late Cenozoic calderas and volcanic fields, western North America. *J. Geoph. Research*, 96, 13,485-13,507.
- JORDAN T., REYNOLDS J. & ERIKSON J. (1997).— Variability in age of initial shortening and uplift in the Central Andes (16-33°30' S). In W. Ruddiman (ed) "Tectonic Uplift and Climatic Change", Plenum Press, New York, 41-61.
- KATSUI Y. & GONZÁLEZ-FERRÁN O. (1968).— Geología del área Neovolcánica de los Nevados de Payachata. Provincia de Tarapacá. Departamento de Arica. Publicación N° 29, Dpto. de Geología, Univ. de Chile, 61 p.
- KAY S., MAKSAEV V., MOSCOSO R., MPODOZIS C. & NASI C. (1987).— Probing the evolving Andean lithosphere; Mid-late Tertiary magmatism in Chile (29-30,5° S) over the zone of subhorizontal subduction. *J. Geoph. Research*, 92, 6173-6189.
- KAY S., MPODOZIS C., RAMOS V. & MUNIZAGA F. (1991).— Magma source variations for Mid-Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the Central Andes (28-33° S). In R. Harmon et C. Rapela (eds.), «Andean magmatism and its tectonic setting». *Geol. Soc. America Sp. Paper*, 265, 113-137.
- KIRBY S., ENGBAHD E.R. & DENLINGER R. (1996).— Intermediate-depth intraslab earthquakes and arc volcanism as physical expressions of crustal and uppermost mantle metamorphism. In Subducting slabs; Bebout, G., Scholl, D., Kirby, S. and Platt J. (eds.), "Subduction: top to bottom", 195-214.
- KLEY J., MÜLLER J., TAWACKOLI S., JACOBSHAGEN V. & MANUTSOGLU E. (1997).— Pre-Andean and Andean-Age Deformation in The Eastern Cordillera of Southern Bolivia. *J. South Amer. Earth Sciences*, 10, 1-19.
- KLEY J. & MONALDI C. (1998).— Tectonic shortening and crustal thickness in the Central Andes: How good is the correlation. *Geology*, 26, 723-726.
- KOHLER I. (1999).— Syntektonische kontinentale sedimentation auf der Westabdachung der Anden Nordchiles (18°S bis 19°S). Dissertation University of Stuttgart, Profil, 17, 1-165.
- KONO M., FUKAO Y. & YAMAMOTO A. (1989).— Mountain building in the Central Andes. *J. Geoph. Research*, 94, 3891-3905.
- KONTAK D. J., CLARK A.H. & FARRAR E. (1988).— The magmatic evolution of the Cordillera Oriental, southeastern Peru. In R. Harmon and B. Barreiro (eds), «Andean magmatism: Chemical and isotopic constraints» London Shiva, 203-219.
- KÖTT A., GAUPP R. & WÖRNER G. (1995).— Miocene to Recent history of the Western Altiplano in Northern Chile revealed by lacustrine sediments of the Lauca Basin (18°15'-18°40'S / 69°30'-69°05'W). *Geol. Rundsch.*, 84, 770-780.
- LAMB S., HOKE L. (1997).— Origin of the plateau in the Central Andes, Bolivia, South America. *Tectonics*, 16, 623-649.
- LAMB S., HOKE L., KENNAN L. & DEWEY J. (1997).— Cenozoic evolution of the Central Andes in Bolivia and northern Chile. In J. P. Burg et M. Ford (eds.), «Orogeny Through Time». *Geol. Soc. Sp. Pub.*, 121, p. 237-264.
- LAHSEN A. (1982).— Upper Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of northern Chile. *Earth Sci. Rev.*, 18, 285-302.
- LAVENU A. & MAROCCO R. (1984).— Sédimentation continentale et tectonique d'une chaîne liée à une zone de subduction: l'exemple des Andes Centrales (Pérou-Bolivie) pendant le Tertiaire. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 8, 57-70.
- LAVENU A., BONHOMME M., VATIN-PERIGNON N. & PACHTERE P. (1989).— Neogene magmatism in the Bolivian Andes between 16° and 18° S: Stratigraphy and K-Ar geochronology. *J. South Amer. Earth Sci.*, 2, 35-47.

- LEEMAN W. (1983).—The influence of crustal structure on composition of subduction-related magmas. *J. Volc. Geothermal Research*, 18, 561-588.
- LEFÈVRE C. (1973).—Les caractères magmatiques du volcanisme plio-quaternaire des Andes dans le sud du Pérou. *Contr. Mineral. Petrol.*, 41, 259-272.
- LE MAITRE R.W. (Ed) (1989).—A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell Scientific Publications (Great Britain). 193 p.
- LEROUY J. & JIMÉNEZ N. (1996).—Le volcanisme de la bordure occidentale de la Meseta de Los Frailes (Bolivie); un jalon représentatif du volcanisme andin depuis l'Oligocène supérieur. *Bull. Soc. Géol. France*, 167, 211-226.
- LETERRIER J., MAURY R.C., THONON P., GIRARD, D. & MARCHAL L. (1982).—Clinopyroxene composition at a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 139-154.
- LEVI B., MEHECH S. & MUNIZAGA F. (1963).—Edades radiométricas y petrografía de granitos chilenos. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín*, 12, 42 p.
- LEZAUN J. (1997).—Geochronology of Andean basement and Tertiary volcanics. Diplôme University of Gottingen, 99 p.
- LIPMAN P. (1984).—The roots of ash flow calderas in Western North America: windows into the tops of granitic batholiths. *J. Geoph. Research*, 89, 8801-8841.
- LUCASSEN F., BECCHIO R., WILKE H.G., FRANZ G., THIRLWALL M.F., VIRAMONTE J. & WEMMER K. (2000).—Proterozoic-Paleozoic development of the basement of the Central Andes (18-26°S) - a mobile belt of the South American craton. *J. South American Earth Sciences*, 13, 697-715.
- MACHARÉ J., SÉRIER M., HUAMAN D. & MERCIER I. (1986).—Tectónica cenozoica de la margen continental Peruana. *Bol. Soc. Geol. Perú*, 76, 45-77.
- MAKSAEV V. (1979).—Las fases tectónicas Incaica y Quechua en la Cordillera de los Andes del Norte Grande de Chile. *II Congreso Geológico de Chile*, B64-B77.
- MAKSAEV V. (1990).—Metallogeny, geological evolution, and thermochronology of the Chilean Andes between latitudes 21° and 26° south, and the origin of major porphyry copper deposits. Ph. D. Thesis (Unpublished), Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, Canada. 554 p.
- MARSHALL L., SWISHER III C., LAVENU A., HOFFSTETTER R. & CURTIS G. (1992).—Geochronology of the mammal-bearing late Cenozoic on the northern Altiplano, Bolivia. *J. South Amer. Earth Sci.*, 5, 1-19.
- MAROCRO R., NOBLET C. (1990).—Sedimentation, tectonism and volcanism relationships on two Andean basins of southern Peru. *Geol. Rundschau*, 79, 111-120.
- MAROCRO R., DELFAUD J. & LAVENU A. (1985).—Ambiente depositacional de una cuenca continental intramontaña andina: El Grupo Moquegua (sur del Perú), primeros resultados. *Bol. Soc. Geol. Perú*, 75, 73-90.
- MARQUARDT C. (1999).—Neotectónica de la franja costera y aportes a la geología regional entre Caldera y Caleta Pajonal (27°-2745' S), III Región de Atacama. Tesis de Magister y Memoria de Título, U. de Chile, 220 p.
- MASSON F., DORBATH C., MARTINEZ C. & CARLIER G. (2000).—Local earthquake tomography of the Andes at 20°S: Implications for the structure and building of the mountain range. *J. South Amer. Earth Sci.*, 13, 3-19.
- McKEE E. & NOBLE D. (1982).—Miocene volcanism and deformation in the western Cordillera and high plateaus of south-central Peru. *Geol. Soc. America Bull.*, 93, 657-662.
- McMILLAN N. J., DAVIDSON J.P., WÖRNER G., HARMON R.S., MOORBATH S. & LOPEZ-ESCOBAR L. (1993).—Influence of crustal thickening on arc magmatism: Nevados de Payachatas region, northern Chile. *Geology*, 21, 467-470.
- MÉGARD F. (1984).—The Andean orogenic period and its major structures in Central and Northern Peru. *J. Geol. Soc. London*, 141, 893-900.
- MENDIVIL S. (1970).—Estratigrafía terciaria de la faja costera del Sur del Perú. *I Congreso Latino-Americano de Geología*, inédito.
- MENDIVIL S. & CASTILLO W. (1960).—Geología del cuadrángulo de Ocoña. *Com. Carta Geol. Nac.*, V. 1, N° 3, Lima, Perú.
- MILLER K., FAIRBANKS R. & MOUNTAIN G. (1987).—Tertiary Oxygen isotope synthesis, sea level history and continental margin erosion. *Paleoceanography*, 2, 1-19.
- MITRA S. (1990).—Fault-propagation folds: Geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 74, 921-945.
- MITRA S. (1992).—Balanced structural interpretations in fold and thrust belts. In S. Mitra and G. Fisher (eds.), "Structural geology of fold and thrust belts". Johns Hopkins University Press, 53-77.
- MITRA S. & MOUNT V. (1998).—Foreland basement-involved structures. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 82, 70-109.
- MONTECINOS F. (1963).—Observaciones de Geología en el Cuadrángulo de Campanani, Departamento de Arica, Provincia de Tarapacá. Memoria de Título, Dpto. de Geología, U. de Chile, 109 p.
- MORTIMER C. (1980).—Drainage evolution in the Atacama Desert of Northern Chile. *Revista Geológica de Chile*, N° 11, p. 3-28.
- MORTIMER C. & SARIC N. (1972).—Landform evolution in the coastal region of Tarapacá Province, Chile. *Rev. Géomorphol. Dynamique*, 21, 162-170.
- MORTIMER C., FARRAR E. & SARIC N. (1974).—K-Ar ages from Tertiary lavas of the northernmost Chilean Andes. *Geol. Rundsch.*, 63, 484-489.
- MPODOZIS C. & RAMOS V. (1989).—The Andes of Chile and Argentina. Houston, Texas, Circum-Pacific council for Energy and Minerals Resources. *Earth Science Series*, 11, 59-90.
- MPODOZIS C., HERVE F., DAVIDSON J. & RIVANO S. (1983).—Los granitoides de Cerros de Lila, manifestaciones de un episodio intrusivo y tectónico del Paleozoico Inferior en los Andes del Norte de Chile. *Revista Geológica de Chile*, 18, 3-14.
- MPODOZIS C., MARINOVIC N. & SMOJE I. (1993).—Eocene left lateral strike-slip faulting and clockwise block rotations in the cordillera de Domeyko, west of Salar de Atacama, Northern Chile. *Second I.S.A.G.*, Oxford, 225-228.
- MUNOZ N. (1988).—Estratigrafía y Paleontología de la Formación Blanco (Aptiano) y Formación Lauca (Mioceno), I Región. Informe inédito, ENAP, 18 p.
- MUNOZ N. (1991).—Marco geológico y estratigráfico de un sistema fluvio-lacustre paleógeno, Altiplano de Arica, Norte de Chile. *Actas VI Congreso Geológico Chileno*, Viña del Mar, 201-204.
- MUNOZ N. & SEPÚLVEDA P. (1992).—Estructuras compresivas con vergencia al oeste en el borde oriental de la Depresión Central, Norte de Chile (19°15'S). *Revista Geológica de Chile*, 19, 241-241.
- MUNOZ N. & FUENZALIDA R. (1997).—La Cuenca Arica: un relleno de hemigraben. *Actas VIII Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta, Vol. III, 1830-1833.
- MUNOZ N. & CHARRIER R. (1996).—Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, Northern Chile. *J. South Amer. Earth Sci.*, 9, 171-181.
- MUNOZ N., ELGUETA S. & HARAMBOUR S. (1988).—El Sistema Jurásico (Formación Livillar) en el curso superior de la quebrada Azapa, I Región: Implicancias paleogeográficas. *Actas V Congreso Geológico Chileno*, Santiago, Tomo 1, A403-A415.
- MUNOZ N., CHARRIER R. & ZENTILLI M. (1994).—Condiciones de enterramiento y exhumación de la Formación Chucal: Implicancias en el alzamiento del Altiplano de Parinacota. *Actas VII Congreso Geológico Chileno*, Concepción, 2, 1404-1408.
- MUZZIO G. (1986).—Geología de los cuadrángulos Caleta Camarones, Cuya, Punta Gorda y Atajaña. Informe Inédito. Servicio Nacional de Geología y Minería. 43 p.

- MYERS S., BECK S., ZANDT G. & WALLACE T. (1998).—Lithospheric-scale structure across the Bolivian Andes from tomographic images of velocity and attenuation for P and S waves. *J. Geoph. Research*, 103, 21233-21252.
- NACHIT H., RAZAFIMAHEFA N., STUSSI J.M. & CARRON, J.P. (1985).—Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 301, 813-818.
- NARANJO J.A. (1993).—Hallazgo de una gigantesca avalancha de detritos del Cenozoico superior en Oxaya, Región de Tarapacá. *II Simp. Intern. de Estudios Altiplánicos*, Arica, Chile, 47-52.
- NARANJO J.A. & PASKOFF R. (1985).—Evolución Cenozoica del piedemonte andino en la Pampa del Tamarugal, norte de Chile (18°-21° S). *Actas IV Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta, 5, 149-164.
- NARR W. & SUPPE J. (1994).—Kinematics of basement-involved compressive structures. *American J. Science*, 294, 802-860.
- NEWELL N. D. (1949).—Geology of the Lake Titicaca region, Peru and Bolivia. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 36, 111 p.
- NIEMEYER H., GONZÁLEZ G. & MARTÍNEZ E. (1996).—Evolución tectónica cenozoica del margen continental activo de Antofagasta, norte de Chile. *Revista Geológica de Chile*, 23, 165-186.
- NOBLE D.C., SÉBRIER M., MÉGARD F. & MCKEE E.H. (1985).—Demonstration of two pulses of Paleogene deformation in the Andes of Peru. *Earth Planetary Science Letters*, 73, 345-349.
- NOBLET C., LAVENU A. & MAROCCO R. (1996). Concept of continuum as opposed to periodic tectonism in the Andes. *Tectonophysics*, 255, 65-78.
- NORAMBUENA E., LEFFLER-GRIFFIN L., MAO A., DIXON T., STEIN S., SACKS I.S., OCOLA L. & ELLIS M. (1998).—Space geodetic observations of Nazca-South America convergence across the Central Andes. *Nature*, 279, 358-362.
- OKAYA N., TAWACKOLI S. & GIESE P. (1997).—Area-balanced model of the late cenozoic tectonic evolution of the Central Andes arc and back-arc (lat. 20°-22°S). *Geology*, 25, 367-370.
- ORTLIEB L. (1995).—Late Quaternary coastal changes in Northern Chile. Guidebook for a fieldtrip. *International Geological Correlation Program Project 367* (Antofagasta, Chile).
- PACCI D. (1970).—Prospección geológica y estudio geoquímico en la Zona de Alteración de Tignamar, Departamento de Arica. Memoria de Título, Univ. de Chile, 66 p.
- PACCI D., HERVÉ F., MUNIZAGA F., KAWASHITA K. & CORDANI U. (1980).—Acercas de la edad Rb/Sr precámbrica de rocas de la Formación Esquistos de Belén, Departamento de Paríacota, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 11, 43-50.
- PARDO-CASAS F. & MOLAR P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6, 233-248.
- PARRAGUEZ G. (1998).—Sedimentología y geomorfología producto de la tectónica cenozoica, en la Depresión Central, Pampa de Chaca, I Región de Tarapacá, Chile. Memoria de Título. Depto. de Geología, U. de Chile, 108 p.
- PASKOFF R. 1979. Sobre la evolución geomorfológica del Gran Acatilado Costero del Norte de Chile. Norte Grande, Inst. Geogr. Univ. Católica de Chile, N° 6, p. 7-22.
- PASKOFF R. (1995).—Field meeting in the La Serena-Coquimbo bay area (Chile). Guidebook for a fieldtrip. *International Geological Correlation Program Project 367* (Antofagasta, Chile).
- PEARCE J.A. (1983).—Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis et active continental margins. In Hawkesworth et Norry (eds.), «Continental basalts and mantle xenoliths». Shiva, Nantwich, 230-249.
- PEARCE J.A. & CANN J.R. (1973).—Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, V. 19, p. 290-300.
- PEARCE J.A., HARRIS N.B.W. & TINDLE A.G. (1984).—Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
- PECCERILLO A. & TAYLOR S.R. (1976).—Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contr. Mineral. Petrol.*, 58, 63-81.
- PETTJOHN F.J., POTTER P.E. & SIEVER R. (1972).—Sand and sandstones. Springer-Verlag, 600 p., New York.
- PHILIP H. & RITZ J-F. (1999).—Gigantic paleolandslide associated with active faulting along the Bogd Fault (Goby-Altay, Mongolia). *Geology*, 27, 211-214.
- PICHAVANT M., KONTAK D., VALENCIA J. & CLARK A. (1988).—The Miocene-Pliocene Macusani Volcanics, SE Peru. I. Mineralogy and magmatic evolution of a two-mica aluminosilicate-bearing ignimbrite suite. *Contr. Mineral. Petrol.*, 100, 300-324.
- PILGER R. (1984).—Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South America Andes. *J. Geol. Soc. London*, 141, 793-802.
- PINDELL J. & TABBUTT K. (1995).—Mesozoic-Cenozoic Andean paleogeography and regional controls on hydrocarbon systems. In A. J. Tankard, R. Suárez et H. J. Welsink (eds.), «Petroleum Basins of South America». *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir*, 62, 101-128.
- PINTO L. (1999).—Evolución tectónica y geomorfológica cenozoica del borde occidental del Altiplano y su registro sedimentario entre los 19°08'-19°27'S (Región de Tarapacá, Chile). Tesis de Magister y Memoria de Título. Depto. de Geología, U. de Chile, 125 p.
- PINTO L., HÉRAIL G. & CHARRIER R. (1999).—Sedimentary register of the cenozoic deformation of the western border of the Altiplano in the Northern Chile (Region of Tarapacá, 19°00'-19°30' S). *Fourth I.S.A.G.*, Goettingen (Germany), 593-596.
- PLANK T. & LANGMUIR CH. (1993).—Tracing trace elements from sediment input to volcanic output at subduction zones. *Nature*, 362, 739-743.
- POBLET J. & MCKLAY K. (1996).—Geometry and kinematics of single layer detachment folds. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 80, 1085-1109.
- RAMOS V. & ALEMAN A. (2000).—Tectonic evolution of the Andes. In Cordani et al. (eds.): «Tectonic evolution of South America», 31° *International Geological Congress*, Rio de Janeiro (Brazil), 635-685.
- REUTTER K., SCHEUBER E. & HELMCKE D. (1991).—Structural evidence of orogen-parallel strike-slip displacements in the Precordillera of northern Chile. *Geol. Rundschau*, 80, 135-153.
- REUTTER K., SCHEUBER E. & CHONG G. (1996). The Precordillera fault system of Chuquicamata, Northern Chile: evidence for reversals along arc-parallel strike-slip faults. *Tectonophysics*, V. 259, p. 213-228.
- RIQUELME R. (1998). Evolución tectonosedimentaria post-oligocénica del borde occidental del Altiplano, entre Tignamar y el Salar de Surire, I Región, Chile. Tesis de Magister y Memoria de Título. Depto. de Geología, U. de Chile, 123 p.
- RIQUELME R. & HÉRAIL G. (1997).—Discordancias progresivas en el Cenozoico Superior en el borde occidental del Altiplano de Arica: Implicancias tectónicas. *Actas VIII Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta, Vol. I, 231-235.
- ROCHAT PH. (2000).—Structure et cinématique de l'Altiplano Nord Bolivien au sein des Andes Centrales. Thèse de Doctorat. Université Joseph Fourier, Grenoble (France), 170 p.
- ROCHAT PH., HÉRAIL G., BABY P. & MASCLÉ G. (1999).—Bilan crustal et contrôle de la dynamique sédimentaire sur les mécanismes de formation de l'Altiplano. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 328, 189-195.
- ROEDER D. (1988).—Andean-age structure of Eastern Cordillera (Province de La Paz, Bolivia). *Tectonics*, 7, 23-39.
- ROGERS G. & HAWKESWORTH C. (1989).—A chemical traverse across the North Chilean Andes: evidence for crust generation from the mantle wedge. *Earth Planetary Science Letters*, 91, 271-287.
- ROPERCH P., FORNARI M., HÉRAIL G. & PARRAGUEZ G. (2000).—Tectonic rotations within the Bolivian Altiplano: Implications for the geodynamic evolution of the central Andes during the late Tertiary. *J. Geoph. Research*, 105, 795-820.

- RUTLAND R.W.R. (1971).— Andean Orogeny and Ocean Floor Spreading. *Nature*, 233, 252-255.
- SALAS R. (1975).— Estudio Geológico del Salar de Surire, Provincia de Arica, Chile. I.I.G. (Santiago), 80 p. Rapport inédit.
- SALAS R., KAST R., MONTECINOS F. & SALAS I. (1966).— Geología y recursos minerales del Departamento de Arica, Provincia de Tarapacá. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín*, 21, 130 p.
- SALINAS P., VILLARROEL C., MARSHALL L., SEPOLVEDA P. & MUÑOZ N. (1991).— *Tyotheriopsis* sp. (Notoungulata, Mesotheriidae), Mamífero del Mioceno Superior en las cercanías de Belén, Arica, Norte de Chile. *Actas VI Congreso Geológico Chileno*, Viña del Mar, 314-317.
- SANJINES O. (1995).— Evolución petrológica y geoquímica del volcanismo neógeno, Berenguela-Charaña. *Servicio Geológico de Bolivia, Proyecto Geológico Minero Multinacional, Boletín* 6, 93 p., La Paz, Bolivia.
- SAYES J. (1975).— Yacimiento de Anhidrita del Salar de Cototos, Provincia de Arica. I.I.G. (Santiago), 18 p. Rapport inédit.
- SCHEUBER E. & ANDRIESEN P. (1990).— The kinematic and geodynamic significance of the Atacama fault zone, northern Chile. *J. Structural Geology*, 12, 243-257.
- SCHEUBER E. & GONZALEZ G. (1999).— Tectonics of the Jurassic-Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22-26°S): a story of crustal deformation along a convergent plate boundary. *Tectonics*, 18, 895-910.
- SCHEUBER E. & GIESE P. (1999).— Architecture of the Central Andes – a compilation of geoscientific data along a transect at 21°S. *J. South American Earth Sciences*, 12, 103-107.
- SCHMID R. (1981).— Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments; recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 9, 41-43.
- SCHMITZ M. (1994).— A balanced model of the southern Central Andes. *Tectonics*, 13, 484-492.
- SCHMITZ M., LESSEL K., GIESE P., WIGGER P., ARANEDA M., BRIBACH J., GRAEBER F., GRUNEWALD S., HABERLAND C., LÜTH S., RÖWER P., RYBERG T. & SCHULZE A. (1999).— The crustal structure beneath the Central Andean forearc and magmatic arc as derived from seismic studies - the PISCO 94 experiment in northern Chile (21°-23°S). *J. South American Earth Sciences*, 12, 237-260.
- SCHWELLER, W., KULM L. & PRINCE R. (1981).— Tectonics, structure, and sedimentary framework of Peru-Chile Trench. *Geol. Soc. America Memoir*, 154, 323-349.
- SÉBRIER M., LAVENU A., FORNARI M. & SOULAS J. (1988).— Tectonics and uplift in Central Andes (Perú, Bolivia and Northern Chile) from Eocene to present. *Géodynamique*, 3, 85-106.
- SÉBRIER M. & SOLER P. (1991).— Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from late Oligocene time to the Present. In Harmon R. S. and Rapela C. W. (eds.) "Andean magmatism and its tectonic setting". *Geol. Soc. America Sp. Paper*, 265, 259-278.
- SEGUEL J.E., LAHSEN A. & VERGARA M. (1991).— Contribución al conocimiento del Complejo Volcánico Guaichane-Mamuta, Pre-Cordillera de Iquique, Región de Tarapacá: un Complejo Volcánico del Mioceno Medio a Superior. *Actas VI Congreso Geológico Chileno*, Viña del Mar, 368-372.
- SEMPÉRÉ T., HÉRAIL G., OLLER J. & BONHOMME M. (1990).— Late Oligocene-early Miocene major crisis and related basins in Bolivia. *Geology*, 18, 946-949.
- SEMPÉRÉ T., BUTLER R., RICHARDS D., MARSHALL L., SHARP W. & SWISHER C. (1997).— Stratigraphy and chronology of Upper Cretaceous-Lower Paleogene strata on Bolivia and northwest Argentina. *Geol. Soc. America Bulletin*, 109, 709-727.
- SEYFRIED H., WÖRNER G., UHLIG D. & KOHLER I. (1994).— Eine kleine landschaftsgeschichte der Anden in Nordchile. Universität Stuttgart.
- SEYFRIED H., WÖRNER G., UHLIG D. & KOHLER I. (1998).— Introducción a la geología y morfología de los Andes en el Norte de Chile. *Revista Chungará* (Universidad de Tarapacá, Arica, Chile), 30, 7-39.
- SHEFFELS B.M. (1990).— Lower bound on the amount of crustal shortening in the central Bolivian Andes. *Geology*, 18, 812-815.
- SHEFFELS B.M. (1995).— Mountain building in the Central Andes: An assessment of the contribution of the crustal shortening. *Int. Geol. Review*, 37, 128-153.
- SIGMARSSON O., CONDOMINES M., MORRIS J.D. & HARMON R.S. (1990).— Uranium and ¹⁰Be enrichments by fluids in Andean arc magmas. *Nature*, 346, 163-165.
- SILLITOE R. & MCKEE E. (1996).— Age of supergene oxidation and enrichment in the Chilean Porphyry Copper Province. *Economic Geology*, 91, 164-179.
- SIRVAS F. & TORRES E. (1966).— Consideraciones geológicas de la zona noroeste de la provincia Pasajes del Departamento del La Paz. *Boletín Instituto Boliviano Petróleo*, 6, 54-64.
- SOLER P. & JIMENEZ N. (1993).— Magmatic constraints upon the evolution of the Bolivian Andes since late Oligocene times. *Second I.S.A.G.*, Oxford (UK), 447-451.
- SOMOZA R. (1998).— Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *J. South Amer. Earth Sci.*, 11, 211-215.
- STEINMANN G. (1929).— Geologie von Peru: Heidelberg, Karl Winters Univ., 448 p.
- STEIN E. (1923).— Beiträge zur Kenntniss der Bathonian und Callovian in Südamerika. *Neu. Jb. Min.*, Band 49, Stuttgart.
- STERN C. (1991).— Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas. *Geology*, V. 19, p. 78-81.
- STRECKEISEN A. (1973).— Classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes*, 8, 26-30.
- SUN S.S. & McDONOUGH W.F. (1989).— Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for the mantle composition and processes. In A.D. Saunders and M.J. Norry Eds, *Magmatism in the Ocean Basins, Geol. Soc. Sp. Publ.*, 42, 313-345.
- SUPPE J. (1983).— Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American J. Science*, 283, 684-721.
- SUPPE J. & MEDWEDEFF D. (1990).— Geometry and kinematics of the fault-propagation folding. *Eclogae Geol. Helv.*, 83, 409-454.
- SWENSON J., BECK S. & ZANDT G. (2000).— Crustal structure of the Altiplano from broadband regional waveform modeling: Implications for the composition of the thick continental crust. *J. Geoph. Research*, 105, 607-621.
- TAPIA C., ROPERCH P. & GARCÍA M. (2000).— Paleomagnetismo de las ignimbritas neógenas de la región de Arica (Andes Centrales, 18°19' S): Dirección de Magnetización Remanente y Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética. *Actas IX Congreso Geológico Chileno*, Pto. Varas, V. 2, p. 637-641.
- THORPE R.S., FRANCIS P.W., HAMMILL M. & BAKER C.W. (1982).— The Andes. In R. S. Thorpe (ed) "Andesites", John Wiley and Sons, 187-205.
- TOBAR A., SALAS I. & KAST R. (1968).— Cuadrángulos Camaraca y Azapa. Provincia de Tarapacá. *Inst. de Invest. Geol.*, Carta Geol. de Chile N° 19 y 20, 13 p.
- TOMLINSON A. & BLANCO N. (1997).— Structural evolution and displacement history of the West Fault System, Precordillera, Chile: Parts 1 and 2. *Actas VIII Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta, 1873-1882.
- TOSDAL R. M., FARRAR E. & CLARK A.H. (1981).— K-Ar geochronology of the late Cenozoic volcanic rocks of the Cordillera Occidental, southernmost Perú. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 10, 157-173.
- TOSDAL R., CLARK A. & FARRAR E. (1984).— Cenozoic polyphase landscape and tectonic evolution of the Cordillera Occidental, southernmost Perú. *Geol. Soc. America Bull.*, 95, 1318-1332.
- TOSDAL R., MUNIZAGA F., WILLIAMS W. & BETTENCOURT J. (1994).— Middle Proterozoic crystalline basement in the Central Andes, western Bolivia and northern Chile: A U-Pb and Pb isotopic perspective. *Actas VII Congreso Geológico Chileno*, Concepción, 2, 1464-1467.

- UHLIG D. (1999).— Die Westabdachung der Zentralanden in den Provinzen Arica und Parinacota, Nordchile: Landschaftsentwicklung und Geologie. Dissertation University of Stuttgart, *Profil*, 17, 167-244.
- UHLIG D., SEYFRIED H., WÖRNER G., KOHLER I. & SCHRÖDER W. (1996).— Landscape Evolution in Northernmost Chile (18.5°-19.5°S): its implication in the Tectonic, Sedimentary and Magmatism History of the Central Andes. *Third ISAG*, Saint Malo (France), 745-748.
- VALERO-GARCÉS B.L., GROSJEAN M., SCHWALB A., KELTS K., SCHREIER H. & MESSERLI B. (1996).— Limnogeología de la laguna Chungará y cambio climático durante el Holoceno Superior en el Altiplano Chileno Septentrional. *IV Reunión de Geomorfología*, Grandal d'Anglade A. & Pagés Valcarlos J., (eds.), Sociedad Española de Geomorfología (La Coruña), 271-280.
- VARGAS V.G. (1996).— Evidencias de cambios climáticos ocurridos durante el Cuaternario en la zona de Antofagasta, II Región. Tesis de Magister y Memoria de Título, U. de Chile, 174 p.
- VATIN-PERIGNON N., VIVIER G., SEBRIER M. & FORNARI M. (1982).— Les dernières événements andins marqués par le volcanisme cénozoïque de la Cordillère Occidentale sud-péruvienne et de son piémont pacifique entre 15°45' et 18° S. *Bull. Soc. Geol. France*, 24, 649-650.
- VICTOR P. & ONCKEN O. (1999).— Uplift and surface morphology of the western Altiplano: An effect of basal accretion and tectonic shortening? *Fourth I.S.A.G.*, Goettingen (Germany), 789-792.
- VITERI E. (1979).— Geología y Recursos Minerales de la Formación Huaylas en el Altiplano de Arica. *Actas II Congreso Geológico Chileno*, Arica, C57-C68.
- VOGEL S. & VILA T. (1980).— Cuadrángulos Arica y Poconchile. Región de Tarapacá. *Carta Geol. de Chile*, Instituto de Investigaciones Geológicas, N° 35, 24 p.
- VON HUENE R. & LALLEMAND S. (1990).— Tectonic erosion along Japan and Peru convergent margins. *Geol. Soc. America Bull.*, 102, 704-720.
- VON HUENE R. & SCHOLL D. (1991).— Observations at convergent margins concerning sediments subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. *Reviews Geophysics*, 29, 279-316.
- VON HUENE R., WEINREBE W. & HEEREN F. (1999).— Subduction erosion along the North Chile margin, *Journal Geodynamics*, 27, 345-358.
- WIGGER P., SCHMITZ M., ARANEDA M., ASH G., BALDUHN S., GIESE P., HEINSOHN W.-D., MARTÍNEZ E., RICALDI E., RÖWER P. & VIRAMONTE J. (1994).— Variations in the crustal structure of the southern Central Andes deduced from seismic refraction investigations. In Reutter K., Scheuber E. & Wigger P., (eds.), "Tectonics of the southern Central Andes". Springer Verlag, Berlin, 23-48.
- WILLIAMS H., TURNER F. & GILBERT C. (1968).— Petrografía. Compañía Editorial Continental S. A., 430 p., México.
- WILSON J. & GARCÍA W. (1962).— Geología de los cuadrángulos de Pachia y Palca. *Bol. Com. Carta Geol. Nac.*, 4, 82 p. Perú.
- WINCHESTER J.A. & FLOYD P.A. (1977).— Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20, 325-343.
- WHITMAN D., ISACKS B., CHATELAIN J.-L., CHIU J.-M. & PEREZ A. (1992).— Attenuation of high-frequency seismic waves beneath the Central Andes plateau. *J. Geoph. Research.*, 97, 19929-19947.
- WHITMAN D., ISACKS B. & KAY S. (1996).— Lithospheric structure and along-strike segmentation of the central Andes Plateau: Seismic Q, magmatism, flexure, topography and tectonics. *Tectonophysics*, 259, 29-40.
- WHITNEY J. & STORMER J. (1985).— Mineralogy, petrology and Magmatic conditions from the Fish Canyon Tuff, Central san Juan Volcanic Field, Colorado. *J. Petrology*, 26, 726-762.
- WOOD D.A. (1980).— The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 50, 11-30.
- WÖRNER G., HARMON R.S., DAVIDSON J., MOORBATH S., TURNER D.L., McMILLAN N., NYE C., LOPEZ-ESCOBAR L. & MORENO H. (1988).— The Nevados de Payachata volcanic region (18°S/ 69°W, N. Chile). I. Geological, geochemical, and isotopic observations. *Bulletin Volcanology*, 50, 287-303.
- WÖRNER G., MOORBATH S. & HARMON R. (1992)a.— Andean Cenozoic volcanic centers reflect basement isotopic domains. *Geology*, 20, 1103-1106.
- WÖRNER G., LOPEZ-ESCOBAR L., MOORBATH S., HORN S., ENTENMANN J., HARMON R. & DAVIDSON J. (1992)b.— Variaciones geoquímicas, locales y regionales, en el Frente Volcánico Cuaternario de los Andes Centrales (17°30'-22°00'S), Norte de Chile. *Revista Geológica de Chile*, 19, 37-56.
- WÖRNER G., LEZAUN J., BECK A., HEBER V., LUCASSEN F., ZINNGREBE E., RÖSSLING R. & WILKE H.G. (2000)a.— Precambrian and Early Paleozoic evolution of the Andean basement at Belén (northern Chile) and Cerro Uyarani (western Bolivia Altiplano). *Journal South American Earth Sciences*, 13, 717-737.
- WÖRNER G., HAMMERSCHMIDT K., HENJES-KUNST F., LEZAUN J. & WILKE H. (2000)b.— Geochronology (Ar-Ar, K-Ar and He-exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from northern Chile (18-22°S): Implications for magmatism and tectonic evolution of the central Andes. *Revista Geológica de Chile*, 27, 205-240.
- YAGISHITA K. & KOMORI K. (2000).— Basin evolution within the Kitakami Massif, northeast Japan: relationships between sedimentation, tectonics and volcanism in an incipient Neogene continental back-arc basin. *Sedimentary Geology*, 133, 7-26.
- ZAPATA R. (2001).— Estudio batimétrico del margen chileno. Tesis de Magister. Depto. de Geofísica, Universidad de Chile, 113 p.

Liste des figures et tables

FIG. 1– Carte topographique de l'Amérique du Sud (GEOTOPO30)	p 8
FIG. 2– Carte morphotectonique du segment «Altiplano» des Andes Centrales.	p 10
FIG. 3– Modèles structuraux de la région d'Arica.	p 12
FIG. 4– Bloc diagramme et coupes topographiques de la région d'Arica.	p 13
FIG. 5– Distribution de la topographie dans la région d'Arica	p 15
FIG. 6– Coupe à travers le Glissement de Lluta.	p 17
FIG. 7– Systèmes de drainage de la région d'Arica.	p 18
FIG. 8– Profils en long des rivières du Système de drainage Occidental.	p 19
FIG. 9– Coupe topographique dans l'axe de l'Anticlinal d'Oxaya.	p 20
FIG. 10– Image LANDSAT de la vallée de Cardones et du glissement de Lluta et Profil en long des vallées El Diablo et Cardones.	p 21
FIG. 11– Carte géologique simplifiée de la région d'Arica.	p 26
FIG. 12– Cadre stratigraphique des unités qui forment la série oligo-néogène d'Arica.	p 29
FIG. 13– Modèle de faciès général pour séquences d'arc volcanique [Elgueta <i>et al.</i> , 1999].	p 30
FIG. 14– Colonnes stratigraphiques de la région d'Arica.	p 31
FIG. 15– Distribution et direction de paléocourants de la Fm Azapa.	p 32
FIG. 16– Directions de paléocourants d'après l'imbrication des clastes dans les Formations Azapa et Copaquilla (diagrammes stéréographiques).	p 33
FIG. 17– Classification des grès [Folk <i>et al.</i> , 1970] des formations Azapa et El Diablo.	p 34
FIG. 18– Ages radio-chronologiques de l'Ignimbrite Oxaya.	p 34
FIG. 19– La Fm Oxaya à Livilcar, Molinos et à Poconchile.	p 36
FIG. 20– La Fm Lupica à Belén (Cerro Milagro).	p 38
FIG. 21– Distribution des Strates Copaquilla et directions de courant.	p 40
FIG. 22– Détail des graviers de la Fm Huaylas dans la vallée de Lupica.	p 42
FIG. 23– Mesures d'imbrication de clastes dans la formation Huaylas.	p 23
FIG. 24– Composition des plagioclases et sanidines de tufs de l'Oligocène sup-Miocène inf.	p 58
FIG. 25– Composition des biotites de tufs de l'Oligocène sup-Miocène inf.	p 58
FIG. 26– Diagramme K_2O vs SiO_2 [Peccerillo et Taylor, 1976] pour les volcanites de l'Oligocène sup-Miocène inf.	p 58
FIG. 27– Spectres multi-éléments des volcanites de l'Oligocène sup-Miocène inf.	p 59
FIG. 28– Spectres de Terres Rares des volcanites de l'Oligocène sup-Miocène inf.	p 59
FIG. 29– Diagrammes de discrimination de Nb vs Y et de Rb vs Y+Nb [Pearce <i>et al.</i> , 1984] pour les rhyolites de l'Oligocène sup-Miocène inf.	p 59
FIG. 30– Composition des plagioclases des laves du Miocène moyen-supérieur.	p 60
FIG. 31– Composition des pyroxènes des laves du Miocène moyen-supérieur.	p 61
FIG. 32– Diagramme de discrimination de clinopyroxènes [Leterrier <i>et al.</i> , 1982] des andésites du Miocène moyen-supérieur.	p 61
FIG. 33– Composition d'amphiboles des dacites du Miocène moyen-supérieur.	p 62
FIG. 34– Diagramme K_2O vs SiO_2 [Peccerillo et Taylor, 1976] pour les volcanites du Miocène moyen-supérieur.	p 63
FIG. 35– Spectres de Terres Rares des volcanites du Miocène moyen-supérieur.	p 63
FIG. 36– Diagrammes Nb-Y et Rb-(Y+Nb) [Pearce <i>et al.</i> , 1984] pour les volcanites du Miocène moyen-supérieur.	p 63
FIG. 37– Diagrammes de discrimination Hf-Th-Ta [Wood, 1980] et Y-La-Nb [Cabanis et Lecolle, 1989] pour les volcanites du Miocène moyen-supérieur.	p 66
FIG. 38– Diagramme K_2O vs SiO_2 [Peccerillo et Taylor, 1976] pour les volcanites du Pliocène-Quaternaire.	p 66
FIG. 39– Spectres multi-éléments des volcanites du Pliocène-Quaternaire.	p 67
FIG. 40– Spectres de Terres Rares des volcanites du Pliocène-Quaternaire.	p 67
FIG. 41– Diagramme K_2O vs SiO_2 des volcanites oligo-néogènes.	p 69
FIG. 42– Diagramme Ba vs temps et Ce vs temps des laves oligo-néogènes.	p 69
FIG. 43– Spectres de Terres Rares des volcanites oligocène à quaternaire.	p 70
FIG. 44– Diagramme Ce/Yb et Sm/Yb vs temps des volcanites oligocène à quaternaire.	p 70
FIG. 45– Caractéristiques géochimiques des andésites de la Zone Volcanique Sud [Hildreth et Moorbath, 1988].	p 71
FIG. 56– Rapports de terres rares des roches de la Zone Volcanique Sud [Kay <i>et al.</i> , 1991].	p 72

Fig. 47– Carte structurale simplifiée de la région d'Arica.	p 74
Fig. 48– Coupe régionale A, Lluta-Putre.	p 77
Fig. 49– Coupe régionale B, Azapa-Belen.	p 79
Fig. 50– Mesures microtectoniques dans la région d'Arica	p 80
Fig. 51– Coupe équilibrée du front du chevauchement de Putre-Belen	p 80
Fig. 52– Chevauchement Copaquilla-Tignamar.	p 81
Fig. 53– Coupe régionale C, Camarones-Chucal.	p 82
Fig. 54– Coupe synthétique représentative du système de chevauchement de Chucal.	p 83
Fig. 55– Sites de mesures microtectoniques sur les failles de la Précordillère et de la Dépression Centrale	p 83
Fig. 56– Chevauchement d'Ausipar à Tiñare, vallée de Lluta.	p 84
Fig. 57– Analyse géométrique de l'anticlinal d'Oxaya et solution profonde proposée pour le chevauchement d'Ausipar.	p 86
Fig. 58– Coupe à travers la Flexure de Humayani et le Chevauchement de Taltape.	p 87
Fig. 59– Faille de Chuquichambe.	p 88
Fig. 60– Interprétations de la ligne sismique DI-O4 dans l'offshore d'Arica.	p 90
Fig. 61– Coupes dans le flanc oriental de l'anticlinal de Belén et l'anticlinal d'Oxaya.	p 93
Fig. 62– Cadre synthétique de la chronologie de la déformation oligo-néogène.	p 94
Fig. 63– Coupe structurale intégrée de l'Altiplano occidental.	p 97
Fig. 64– Schéma évolutif des transferts de masses dans la région d'Arica.	p 102
Fig. 67– Coupe crustale équilibrée de l'Altiplano (à 15-18°S), et restauration à ~27 Ma [modifiée de Rochat <i>et al.</i> , 1999, et de Rochat, 2000].	p 106

Liste des tableaux

TABLE 1– Ages K-Ar, Ar-Ar et U-Pb du Mésozoïque-Paléocène.	p 23
TABLE 2– Ages K-Ar de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur.	p 28
TABLE 3– Ages Ar-Ar et U-Pb de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur.	p 29
TABLE 4– Ages K-Ar du Miocène moyen-supérieur.	p 45
TABLE 5– Ages Ar-Ar et U-Pb du Miocène moyen-supérieur.	p 46
TABLE 6– Ages K-Ar du Pliocène-Quaternaire.	p 50
TABLE 7– Ages Ar-Ar du Pliocène-Quaternaire.	p 50
TABLE 8– Analyses géochimiques des volcanites de l'Oligocène sup.-Miocène inf.	p 56-57
TABLE 9– Analyses géochimiques des volcanites du Miocène moyen-supérieur.	p 64-65
TABLE 10– Analyses géochimiques des volcanites du Pliocène-Quaternaire.	p 68
TABLE 11– Volumes de sédiments oligo-néogènes préservés de la région d'Arica.	p 99
TABLE 12– Volume de matériel néogène érodé de la région d'Arica.	p 100

TABLE DES MATIERES

Résumé	p 3
Abstract	p 4
Resumen	p 5
Introduction	p 6
Présentation générale et objectifs de l'étude	p 6
Méthodologie de travail	p 7
Bibliographie géologique de la région	p 7
Remerciements	p 7
1- Contexte géodynamique et problématique	p 9
Les Andes	p 9
Les Andes Centrales et l' " Altiplano "	p 9
Le magmatisme de l' " Altiplano "	p 9
Problématique et justification de l'étude	p 11
2- Analyse géomorphologique	p 14
Introduction	p 14
Le relief	p 14
La Cordillère Occidentale	p 14
La Précordillère	p 14
La Dépression Centrale	p 14
La Cordillère de la Côte	p 16
L'Escarpement Côtier	p 16
Le Glissement de Lluta	p 16
Drainage : situation actuel et évolution	p 16
Evolution du drainage et déformation de la Précordillère	p 18
Incision et tectonique	p 20
3- Substratum pré-oligocène et héritage tectonique	p 22
Introduction	p 22
Structure pré-oligocène de l' " Altiplano "	p 22
Les unités pré-oligocènes d'Arica	p 22
La structure pré-oligocène d'Arica	p 24
4- Stratigraphie oligo-néogène	p 25
Introduction	p 25
L'Oligocène-Miocène sédimentaire de la Cordillère de la Côte	p 25
L'Oligocène-Miocène sédimentaire de la Dépression Centrale	p 25
L'Oligocène inférieur-moyen : Formation Azapa	p 25
Le Miocène inférieur-moyen : Formation El Diablo	p 30
L'Oligocène supérieur-Miocène inférieur volcanique et sédimentaire	p 35
Séquence de la Pré-Cordillère-Dépression Centrale : Formation Oxaya	p 35
Séquence de la Haute Cordillère Occidentale : Formation Lupica	p 37
Le Miocène sédimentaire et volcanique de la Cordillère Occidentale	p 39
Séquences syntectoniques des dépressions Huaylas et Copaquilla	p 39
Séquences syntectoniques de la Cordillère Occidentale sud	p 43
Volcans et séquences volcaniques de la Cordillère Occidentale	p 44
Intrusifs subvolcaniques de la Cordillère Occidentale	p 47
Le Pliocène-Quaternaire volcanique et sédimentaire	p 47
Sédiments et séquences sédimentaires et volcaniques	p 47
Volcans de la Haute Cordillère Occidentale	p 49
Synthèse et conclusions	p 52

5- Pétro-géochimie du magmatisme oligo-néogène	p 54
Introduction	p 54
Méthodes et analyses	p 54
L'Oligocène supérieur-Miocène inférieur	p 55
Le Miocène moyen-Miocène supérieur	p 57
Le Pliocène-Quaternaire	p 66
Synthèse et comparaison	p 68
Implications sur l'épaississement crustal	p 71
6- Déformation oligo-néogène	p 73
Introduction	p 73
Géométrie et styles tectoniques	p 73
L'équilibrage des coupes	p 73
La Cordillère Occidentale	p 73
Système de Chevauchements de Putre-Belén	p 73
Système de Chevauchements de Chucal-Macusa	p 73
Système Oriental	p 78
La Précordillère	p 78
La Dépression Centrale	p 85
La Cordillère de la Côte et l' " offshore "	p 89
Chronologie et cinématique de la déformation	p 89
L'Oligocène	p 89
Le Néogène de la Cordillère Occidentale-Précordillère	p 91
Le Néogène de la Dépression Centrale-Cordillère de la Côte	p 95
Synthèse et conclusions	p 95
7- Bilan érosion-sédimentation	p 98
Introduction	p 98
Méthodes dans le calcul des volumes	p 98
Volume de sédiments oligo-néogènes préservés	p 98
Volume de matériel érodé au Néogène	p 99
Bilan érosion-sédimentation au Néogène	p 101
Bilan érosion-sédimentation à l'Eocène-Oligocène	p 101
Synthèse et discussion à l'échelle de l' " Altiplano "	p 101
Conclusions générales et implications	p 103
Références	p 108
Liste des figures et des tables	p 115
Table des matières	p 117